

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DE ALTA RESOLUCIÓN DE LAS UNIDADES MARINO SOMERAS DEL MIEMBRO PILMATUÉ (FORMACIÓN AGRIO) EN LA CUENCA NEUQUINA CENTRAL: PROCESOS, IMPLICANCIAS PALEOGEOGRÁFICAS Y CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS

Tesis doctoral 2018

Lic. Manuel F. Isla

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Universidad Nacional de La Plata

Directores

Dr. Gonzalo D. Veiga

Dr. Ernesto Schwarz



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

*Por la educación pública,
por la ciencia dentro y al
servicio de la sociedad*

Índice

Resumen	I
Abstract	V
1. Introducción	1
2. Marco Geológico, estratigráfico y antecedentes	14
2.1. La Cuenca Neuquina	14
2.1.1. Introducción	
2.1.2. Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Neuquina	
2.2. Formación Agrio	20
2.3. Miembro Pilmatué	22
2.3.1. Introducción	
2.2.2 Facies y sistemas de acumulación	
2.2.3. Antecedentes estratigráficos-secuenciales	
2.3.4. Paleogeografía y paleoclima	
2.4. Área de estudio	29
3. Metodología de trabajo	35
3.1. Introducción	35
3.2. Tareas de investigación	37
3.2.1. Tareas de revisión bibliográfica e identificación de problemáticas	
3.2.2. Formulación de hipótesis y objetivos	
3.2.3. Planteo de metodologías de trabajo y aproximación al área de estudio	
3.2.4. Tareas de campo a diferentes escalas	

3.2.5. Tareas de gabinete finales

3.2.6. Elaboración intelectual

4. Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario

y reconstrucción del sistema de acumulación **48**

4.1. Análisis de facies **48**

4.1.1. Introducción

4.1.2. Facies silicoclásticas

4.1.3. Facies mixtas

4.2. Asociaciones de facies **52**

4.2.1. Asociación de facies de *Offshore* (Of)

4.2.2. Asociación de facies de *Offshore transition* (OT)

4.2.3. Asociación de facies de *Lower shoreface* (LS)

4.2.4. Asociación de facies de *Upper shoreface* (US)

4.2.5. Asociación de facies de *Foreshore* (Fs)

4.2.6. Asociación de facies de Concentrados esquelatales de *shoreface* (CS)

4.2.7. Asociación de facies de Concentrados esquelatales de *offshore* (CO)

4.3. Análisis hidrodinámico de transporte y depositación **79**

4.3.1. Introducción al análisis hidrodinámico

4.3.2. Flujos eventuales de tormenta

4.3.3. Flujos permanentes de buen tiempo

4.3.4. Flujos variables en el tiempo

4.4. Reconstrucción de los sistemas depositacionales **91**

4.4.1. Sistema de acumulación de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas

4.4.2. Sistema de *shoreface-offshore* y su relación con los concentrados fósiles

4.5. Consideraciones finales **103**

<u>5. Caracterización de <i>bedsets</i>: procesos de progradación y retrogradación del sistema de <i>shoreface-offshore</i></u>	106
<u>5.1. Estratigrafía secuencial de alta resolución en sistemas marinos someros</u>	106
5.1.1. Introducción	
5.1.2. Parasecuencias	
5.1.3. <i>Bedsets</i>	
<u>5.2. Caracterización de <i>bedsets</i></u>	112
5.2.1. Definición de los <i>bedsets</i> y apilamiento vertical de facies	
5.2.2. Límites de <i>bedsets</i>	
5.2.3. Orientación de la línea de costa	
5.2.4. Relación entre depósitos de buen tiempo y tormenta	
5.2.5. Relación entre depósitos mixtos y silicoclásticos	
5.2.6. Trayectorias de la línea de costa	
<u>5.3. Discusión</u>	129
5.3.1. Arquitectura secuencial y evolución de los <i>bedsets</i>	
5.3.2. Modelo de desequilibrios sedimentarios y posibles controles	
5.3.3. Grupos de <i>bedsets</i>	
<u>5.4. Consideraciones finales</u>	146
<u>6. Diseño arquitectural en depósitos de <i>nearshore</i>: procesos de acreción y erosión, y la morfología resultante</u>	148
<u>6.1. Del registro fósil a la geomorfología</u>	148
6.1.1. Depósitos de <i>nearshore</i>	
6.1.2. Sistemas con barras y sin barras	
<u>6.2. Análisis arquitectural en depósitos de <i>nearshore</i></u>	156
6.2.1. Introducción al análisis arquitectural en depósitos de <i>nearshore</i>	
6.2.2. Elemento arquitectural Tipo 1 (EA1)	

6.2.3. Elemento arquitectural Tipo 2 (EA2)

6.2.4. Elemento arquitectural Tipo 3 (EA3)

6.3. Discusión **188**

6.3.1. Arquitectura resultante de costas disipativas y reflectivas

6.3.2. El contexto secuencial como control de la arquitectura preservada

6.3.3. Posibles respuestas en los sectores distales

6.4. Consideraciones finales **200**

7. Implicancias del análisis de alta resolución para la caracterización

de reservorios **204**

7.1. Implicancias para la caracterización de reservorios a distintas escalas **204**

7.1.1. Introducción

7.1.2. Jerarquía de heterogeneidades

7.2. Implicancias del análisis de facies y asociaciones de facies **207**

7.2.1. Facies y procesos sedimentarios, implicancias petrofísicas

7.2.2. Metodologías 1D y 2D para el refinamiento en la distribución de facies

7.2.3. Procesos de buen tiempo y de tormentas: implicancias en potenciales reservorios

7.3. Implicancias de la caracterización de bedsets **219**

7.3.1. Introducción

7.3.2. Límites de bedset y desarrollo de barreras

7.3.3. Cambios en la orientación y estrategias prospectivas

7.3.4. Trayectorias de la línea de costa y desarrollo de reservorios

7.4. Implicancias del análisis arquitectural **228**

7.4.1. El análisis arquitectural aplicado a la caracterización de reservorios

7.4.2. Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore* con barras

7.4.3. Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore* sin barras

7.4.4. Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore* escalonado

7.5. Consideraciones finales	235
8. Conclusiones	238
9. Bibliografía	246
Agradecimientos	264
Anexos	
Anexo A: Perfiles sedimentarios	266
<ul style="list-style-type: none"> • N50 • N45 • N40 • N37 • N35 • N30 • N25 • N20 	<ul style="list-style-type: none"> • N15 • N10 • N05 • Pto. Mardone • S05 • S10 • S15 • S20
	<ul style="list-style-type: none"> • S30 • S35 • S40 • S43 • S45 • S50 • Referencias
Anexo B: Tablas de medición de Rayos gamma	290
<ul style="list-style-type: none"> • N05 • N10 • N25 • N37 	<ul style="list-style-type: none"> • S15 • S40 • S43
Anexo C: Panel arquitectural de EA2	295
Anexo D: Panel arquitectural de EA3	297

Resumen

El registro sedimentario de los sistemas marinos someros con dominio de olas, constituye sucesiones complejas debido al elevado dinamismo de estos ambientes de acumulación. Muchos de los estudios realizados en este tipo de sistemas se han focalizado en el análisis de espesas sucesiones sedimentarias que rellenan cuencas a escala de cientos de miles a millones de años, donde la estratigrafía secuencial ha constituido una herramienta fundamental. Por otro lado, se tiene mucho conocimiento de los procesos que actúan a escala de años a centenas de años, y que controlan la sedimentación de sistemas recientes y actuales. Sin embargo, existe un rango intermedio en la resolución del registro sedimentario, donde tienen lugar una serie de procesos que operan a una determinada escala (miles a centenas de miles de años), que no han sido correctamente documentados. Estos procesos deberían verse reflejados en el registro sedimentario y ser identificables mediante el análisis de alta resolución.

Con el objetivo de comprender el registro sedimentario controlado por procesos de medio término de los sistemas marinos someros dominados por olas, se procedió a realizar un análisis sedimentológico de detalle de una sucesión del Miembro Pilmatué, de edad cretácica, ubicada en el sector central de la Cuenca Neuquina. Dicha sucesión, que desde el punto de vista secuencial ha sido interpretada y denominada como la parasecuencia PS400, fue estudiada a diversas escalas de observación. Cada una de estas escalas corresponde a una determinada resolución en los depósitos que permiten identificar distintas jerarquías de procesos. Primeramente, el análisis de facies y procesos sedimentarios permitió conocer la dinámica de transporte y acumulación de sedimento dentro del sistema. Luego, se analizó cómo se vinculan dichas facies en el registro vertical mediante el análisis estratigráfico secuencial a escala de intraparsecuencia. De este modo se pudieron identificar procesos de progradación y retrogradación de alta frecuencia en un sistema marino somero dominado por olas. Estos procesos de avance y retroceso relativo de la línea de costa dejan una importante complejidad en el registro interno de una unidad estratigráfica definida como parasecuencia. Por

último, se evaluó el diseño arquitectural de los depósitos someros del sistema a fin de identificar y reconstruir posibles diferencias morfológicas del sistema que reflejen procesos de acreción y erosión de medio término en las fajas costeras.

La excelente exposición y continuidad lateral de los depósitos correspondientes a la PS400 permitió llevar a cabo un estudio de sumo detalle, reflejando la elevada complejidad interna de los depósitos. Durante las tareas de campo se relevaron más de treinta (30) perfiles a distintas escalas, en promedio separados quinientos (500) metros entre sí, y a partir de los cuales se obtuvo todo el volumen de información necesario para la realización de este estudio. Los perfiles orientados en sentido aproximado norte-sur, reflejan una distribución a lo largo de la pendiente deposicional del sistema. Se reconocieron las distintas litologías presentes, sus características texturales, estructuras sedimentarias mecánicas y orgánicas, geometría de los estratos, tipos de contactos, entre otros aspectos. Además se tomaron muestras para la realización de tareas de laboratorio y gabinete, y se mapearon superficies estratigráficas clave.

Con toda la información obtenida se procedió a realizar un análisis de facies y asociación de facies que permitan identificar y caracterizar los principales procesos actuantes y así poder reconstruir el sistema de acumulación. Se definieron 18 facies sedimentarias, tanto mixtas como silicoclásticas en base a su composición, textura y estructuras sedimentarias. Estas facies sedimentarias fueron agrupadas en 7 asociaciones de facies correspondientes a un ambiente de sedimentación de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas. Si bien se trata del mismo sistema de acumulación, fueron elaborados dos modelos sedimentarios correspondientes a dos configuraciones diferentes en cuanto a cambios en el nivel relativo del mar (regresión y transgresión). Por un lado, se identificaron las asociaciones de facies asignables a condiciones regresivas del sistema que conforman la sucesión vertical somerizante clásica de los modelos sedimentarios realizados para este tipo de sistemas (Of-OT-LS-US-Fs). Las restantes asociaciones de facies (CS y CO) fueron interpretadas como el producto de los procesos de sedimentación que tienen lugar durante condiciones transgresivas del sistema

donde la acción de las olas genera un importante retrabajo de sedimentos previos.

El diseño vertical de las distintas asociaciones de facies definidas muestra una repetición cíclica que evidencia una complejidad interna de la parasecuencia producto de una evolución secuencial dinámica. Estas ciclicidades están limitadas por superficies de inundación de menor jerarquía en cuanto al grado de profundización relativa, respecto a los límites de la parasecuencia, definiendo así unidades estratigráficas de menor orden. Estas unidades internas se denominan *bedsets* y registran procesos de progradación y retrogradación de todo el sistema de *shoreface-offshore* a escala interna de la parasecuencia. Se encuentran limitados por superficies transgresivas que, en general, presentan depósitos de retrabajo producto del ravinamiento de las olas durante el ascenso relativo del nivel del mar. El análisis de diversos atributos que caracterizan los trece *bedsets* identificados dentro de la parasecuencia PS400 permitió identificar diferencias entre los mismos, producto de una compleja evolución donde los cambios en el clima de olas y la influencia de las corrientes longitudinales ejercían un control sobre la disponibilidad de sedimento del sistema. Las olas no solo actuaron como un mecanismo de aporte de sedimento a la costa sino que controlaron la dinámica de corrientes longitudinales. Estas corrientes longitudinales con un alto contenido de sedimento son responsables del transporte a lo largo de la costa, removilizando material de un lugar a otro y generando desequilibrios en el balance de sedimento. A partir de todo este análisis se pudo construir un modelo de evolución para los sucesivos *bedsets* a causa de cambios en los regímenes de olas que generaban desequilibrios en el balance de sedimento.

El diseño arquitectural de los depósitos de nearshore presentes en los sucesivos *bedsets* permitió reconocer procesos de acreción y erosión que tienen lugar en los sectores someros del sistema. Se pudieron identificar distintos diseños internos que reflejan distintas configuraciones morfológicas que adquiriría la faja costera a lo largo del tiempo. Se identificaron tres tipos principales de diseños arquitecturales que fueron interpretados como distintas configuraciones posibles de *nearshore* para costas dominadas por olas. Este análisis muestra diferencias significativas en términos de distribución de facies, superficies internas y superficies limitantes entre ambas

configuraciones, lo cual demuestra cierta simplificación en los modelos sedimentarios clásicos para estos sistemas.

Finalmente, se evaluó cómo pueden ser aplicados todos estos aprendizajes, a la caracterización de reservorios de hidrocarburos siendo que los depósitos marinos someros constituyen importantes reservas a lo largo del mundo. El grado de detalle y la profundidad de análisis lograda llevaron a evaluar las distintas escalas de resolución y sus potenciales implicancias en los reservorios. Los resultados obtenidos muestran una elevada complejidad interna de la parasecuencia estudiada como reservorio. Se pudieron identificar numerosos aspectos que deben ser tenidos en cuenta como es el rol de las diferentes facies (reservorios, retardadores o barreras), patrones de permeabilidad, la conectividad tanto vertical como lateral de reservorios, la continuidad en términos volumétricos y la presencia de heterogeneidades internas.

Este trabajo de tesis doctoral ha podido brindar nuevos aspectos de análisis sobre los sistemas marinos someros dominados por olas que hasta el momento no habían sido tenidos en cuenta. La generación del volumen de información necesario para elaborar estos nuevos conceptos fue posible gracias al grado de detalle del trabajo sumado a los excelentes afloramientos que ofrecía el caso de estudio. Si bien se pudo detallar gran parte de la dinámica de procesos que controlan los sistemas marinos someros en su evolución de medio término, aún existen muchos aspectos que continúan siendo poco comprendidos. Sin embargo, muchos de los conceptos establecidos sobre procesos de alta frecuencia que controlan la dinámica y evolución de estos sistemas podrían contribuir significativamente a mejorar los conocimientos que se tienen hoy en día. El mejor entendimiento de estos procesos permitirá revisar y mejorar muchos de los modelos sedimentarios clásicos que han sido elaborados para este tipo de sistemas, así como también comprender de una mejor manera la forma en que se transmiten al registro fósil.

Abstract

The sedimentary record of wave-dominated shallow-marine systems constitute complex successions due to highly dynamic depositional environments. Many studies carried out in these systems have focalized on the analysis of thick sedimentary successions filling basins at hundreds of thousands to millions years, where sequence stratigraphy have constituted an important tool. On the other hand, there is much knowledge about processes acting at years to hundreds years scale that control deposition in recent and modern environments. However, there is an intermediate range of resolution in sedimentary record, where take place a series of processes operating at certain scale (thousands to hundreds thousands years), that have not been properly documented. Those high-frequency processes should be reflected on the sedimentary record and be identifiable through high-resolution analysis.

In order to understand the rock record controlled by mid-term processes in wave-dominated shallow marine systems, a sedimentary analysis of detail was carried in a succession of the Pilmatué Member, of Cretaceous age, located in the central sector of the Neuquén Basin. Such succession, interpreted and named as the parasequence PS400 from a sequential point of view, had been studied at different scales. Firstly, the facies and sedimentary processes analysis allowed knowing the transport and preservation dynamics of the depositional system. Later on, it was analyzed how those facies link in the vertical record through a sequence stratigraphic analysis within a parasequence. Thereby, high-frequency progradation and retrogradation processes were identified within a wave-dominated shallow-marine system. These processes of relative advance and retreat of shoreline take place at high-frequency and leave an important complexity on internal record of a specific stratigraphic unit known as parasequence. Latter, the architectural design of shallow deposits was evaluated in order to identify and reconstruct possible morphological differences that reflect mid-term processes of accretion and erosion of coastal belts. Finally, it was evaluated how all these learnings about this type of systems and their evolution can be applied to the exploration and

development of hydrocarbons from knowing that shallow-marine deposits are important reservoirs throughout the world.

The excellent exposure and lateral continuity allowed carrying out a study of great detail in order to reflect its high internal complexity. During the field tasks more than thirty (30) logs of different scales, separated approximately five hundred (500) meters from each other, were surveyed and from which all the volume of information necessary to carry out this study was obtained. Sedimentary logs, approximately oriented north to south, reflect a concordant with the depositional dip. The different lithologies present, their textural characteristics, mechanical and organic sedimentary structures, geometry of the strata, types of contacts, among other aspects, were recognized. In addition, samples were taken to perform laboratory and office tasks, and key stratigraphic surfaces were mapped.

With all the information obtained, it was proceeded to a facies and facies association analysis in order to identify and characterize the leading sedimentary processes and so to be able to reconstruct the depositional system. Eighteen sedimentary facies, both siliciclastic and mixed, were defined based on their composition, texture and sedimentary structures. Those sedimentary facies were grouped in seven facies associations corresponding to a wave- and storm-dominated shallow-marine depositional system. Even though a single depositional system was interpreted, two different sedimentary models were identified corresponding to two different configurations in terms of relative sea level (regression and transgression). On the one hand, we identified the associations of facies assignable to regressive conditions of the system which make up a vertical shallowing-upward succession classical on the sedimentary models made for this depositional system (Of-OT-LS-US-Fs). Resting facies associations (CS y CO) were interpreted as the product of sedimentary processes that took place during transgressive conditions of the system, where wave action generated the reworking of previous sediments.

Vertical stacking of different facies associations exhibit a cyclicity that evidence the parasequence internal complexity as a product of a considerable dynamic sequential evolution. Those cyclicities are limited by minor hierarchy transgressive surfaces in terms of their relative deepening degree, compared with parasequence boundaries, defining minor units inside the parasequence.

These units, known as bedsets, register processes of progradation and retrogradation of the whole shoreface-offshore system. Bedsets are limited by transgressive surfaces that, in general, present associated rework deposits as a result of wave ravinement during the system transgression. The analysis of different attributes of the thirteen identified bedsets within the parasequence PS400 allowed identifying some differences between them, product of a complex evolution where the changes in the wave climate and the influence of the longshore currents exerted a control over the sediment availability of the system. Waves not only acted as a sediment supply delivery to the coast but also controlled the longshore currents dynamics. Those longshore currents highly charged of sediment are responsible of transport along the coast, remobilizing material from one place to another and generating sediment budget imbalances. All this analysis has allowed to construct an evolutionary model for successive bedsets, caused by changes in wave climate that generated sediment imbalances.

Architectural style of nearshore deposits founded within successive bedsets allowed recognizing accretion and erosion processes that take place in the shallower parts of depositional system. Different internal designs were identified reflecting different morphological configurations of the coastal belt through time. Three main types of architecture identified were interpreted as different nearshore configurations for wave-dominated coasts. This analysis shows significant differences in terms of distribution of facies, internal surfaces and limiting surfaces between both configurations, which indicate some simplification in classical sedimentary models for these systems.

Finally, it was proceeded to evaluate how the obtained concepts about these kind of systems and its evolution, would be applicable to reservoirs characterization being shallow marine deposits important reserves around the world. The highly detailed analysis accomplished carried to evaluate the different scales of resolution and their potential implications for reservoirs. The results obtained show a high complexity of shallow marine reservoirs that increases their importance as development advance. Many aspects that must be taken into account, such as facies different roles (reservoirs, baffles or barriers), permeability patterns, vertical and lateral reservoirs connectivity,

continuity in terms of volume and the presence of internal heterogeneities were identified.

This doctoral thesis work has been able to provide new aspects of analysis on wave-dominated shallow marine systems that had not been taken into account until now. The generation of the volume of information necessary to elaborate these new concepts was possible thanks to the degree of detail of analysis, in tune to the excellent outcrops offered by the case study. Although it was possible to detail a large part of the dynamics of processes that control shallow-marine depositional systems, there are still many aspects that continue to be poorly understood. However, several concepts established about high-frequency processes might significantly contribute to present knowledge. The better understanding of these processes will allow to review and improve many of the classic sedimentary models that have been elaborated for this type of system, as well as to understand in a better way the way in which they are transmitted to the fossil record.

Capítulo 1

Introducción

La evolución de los diferentes sistemas marinos someros puede dejar registros estratigráficos similares desde el punto de vista de sus facies. Sin embargo, existen diferencias significativas que dan información sobre los procesos actuantes, la expresión morfológica que pudo haber tenido dicho sistema de acumulación y los factores (extrínsecos o intrínsecos) que controlaron su evolución (Howell *et al.*, 2008). Sólo a partir de interpretar correctamente el registro sedimentario es posible reconstruir el/los sistema/s de acumulación, e interpretar la dinámica de procesos que intervienen. Comprender la evolución de los sistemas marinos someros, de la forma más completa posible resulta una herramienta sumamente valiosa para diversas disciplinas como la sedimentología, la climatología, la biología, la ingeniería civil, la exploración y desarrollo de hidrocarburos, entre otras. El análisis pormenorizado de facies sedimentarias, de la arquitectura deposicional y de las tendencias verticales son algunas de las claves para lograr discernir los procesos dominantes y la dinámica específica de cada sistema. Desde ese punto de vista, la interpretación de los procesos sedimentarios, la reconstrucción de el/los sistema/s de acumulación, y su contextualización dentro de un marco estratigráfico secuencial permiten comprender los posibles controles que dominaron la evolución de dichos sistemas de acumulación.

Los sistemas marinos someros son ambientes sedimentarios transicionales, asociados a la interacción entre procesos de origen marino y continental. En general, cuando se hace referencia a los sistemas marinos someros se focaliza mucho en aquellos ambientes asociados a la costa o mejor dicho, a la zona costera (Clifton, 2006; Anthony, 2008; Bridge y Demico, 2008; Davidson-Arnott, 2010). Durante el desarrollo de este trabajo, se considerará a los sistemas marinos someros como el conjunto de los sistemas de acumulación asociados a la zona costera y la plataforma (figura 1.1). Si bien existe una gran cantidad de denominaciones y criterios para dividir los diferentes sectores que componen los sistemas marinos someros, durante este

trabajo se tomará como base el modelo de Reading y Collinson, 1996 (figura 1.1).

Los sistemas marinos someros constituyen un amplio espectro de ambientes sedimentarios con características diferentes. Clasificarlos ha sido una de las tareas más exhaustivas y complejas para los geólogos marinos y de costas, durante más de un siglo. Estos sistemas han sido clasificados por su relación con el mar (costas emergentes y sumergidas, Johnson, 1919), sus procesos dominantes (marinos y no marinos, Shepard, 1973; Davis, 1984), su sentido de migración (costas transgresivas y regresivas, Curray, 1964), sus controles estructurales (Inman y Nordstrom, 1971; Bloom, 1978), o más cercano en el tiempo, por una clasificación ternaria basada en la influencia de olas, mareas y descargas fluviales (Galloway, 1975; Wright, 1977; Boyd, 1992; Orton y Reading, 1993; Ainsworth *et al.*, 2011).

Dentro del abanico de sistemas depositacionales que forman parte de los ambientes marinos someros, aquellos dominados por olas representan sectores sumamente dinámicos, que se encuentran en permanente cambio como resultado de un conjunto de procesos sedimentarios, principalmente asociados al oleaje, que conviven e interactúan constantemente. Usualmente, estos sistemas se asocian a costas con rangos micromareales (menor a 2 m), e históricamente han sido definidos como ambientes marinos someros dominados por olas (Price, 1955; Davies, 1964; Galloway, 1975; Wright, 1977; Hayes, 1979; Boyd, 1992; Orton y Reading, 1993; Ainsworth *et al.*, 2011). El registro sedimentario antiguo producto de la evolución de este tipo de sistemas marinos someros dominados por olas refiere principalmente a sucesiones somerizantes clásicas cuya distribución de procesos sedimentarios se encuentra íntimamente relacionada con las olas y las corrientes, generando un sistema transversal a la línea de costa denominado *shoreface-offshore* (Cowell, 1999; Hampson, 2000; Hampson y Storms, 2003).

El registro sedimentario de los sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas, asociado a su evolución bajo una dinámica de procesos tanto autogénicos como alogénicos puede, y en cierto modo debe, ser analizado desde diferentes escalas. Estas escalas de resolución se vinculan a diferentes jerarquías de procesos que operan en la evolución de los sistemas marinos someros dominados por olas (figura 1.2). El conjunto de procesos que ocurren

en la dinámica de las costas a una muy alta frecuencia (en términos de 10^0 a 10^3 años), es considerado para esta tesis como la evolución de corto término de un sistema de *shoreface-offshore* dominado por olas. Esta escala de procesos (vastamente estudiada por sedimentólogos y geomorfólogos), incluye fenómenos propios del sistema como el transporte transversal y longitudinal de sedimento, la dinámica de flujos de sedimento suspendido, el rol que juegan las corrientes, los flujos influenciados por mareas, los procesos y productos biológicos asociados, y la frecuencia de eventos excepcionales como tsunamis o tormentas mayores en el sistema de acumulación (Anthony, 2008). Todos estos fenómenos se desarrollan en un plano relativamente local y asociados a la dinámica intrínseca del sistema aunque en ciertos casos pueden existir factores externos cuyo rango de acción ocurre en una escala de años a pocos miles de años (por ejemplo las direcciones de vientos predominantes, oscilaciones estacionales invierno/verano) que ejercen determinado tipo de control. El estudio de sistemas actuales permite analizar los procesos que gobiernan la evolución de corto término y tiene como principal ventaja la observación *in situ* de los procesos imperantes (figura 1.2), y la identificación inmediata de sus resultados. La sedimentología de sistemas actuales presenta una sinergia permanente con la geomorfología, la cual estudia la configuración y dinámica resultante de los diferentes procesos que actúan sobre un sistema de acumulación.

Por otra parte, el estudio de espesas sucesiones sedimentarias que constituyen el relleno de las cuencas sedimentarias, y sobre todo desde el advenimiento del análisis secuencial como herramienta fundamental de la estratigrafía, ha llevado a reconocer las diferentes heterogeneidades presentes en los sistemas de *shoreface-offshore* e interpretar las posibles implicancias para su evolución de largo término (10^5 a 10^8 años). Se ha avanzado mucho en el entendimiento de cómo los cambios en factores alogénicos como el nivel del mar, la subsidencia o el clima, pueden modificar la evolución de este tipo de sistemas depositacionales en el largo término, principalmente en relación con el balance entre el aporte de sedimento y el espacio de acomodación disponible (Heller *et al.*, 1993; Cowell *et al.*, 2003; Patruno *et al.*, 2015; Hampson, 2016). Todo ello condiciona el diseño y la distribución de facies reflejados directamente en el registro sedimentario mediante el apilamiento vertical de

unidades estratigráfico secuenciales (Catuneanu, 2006), de diferentes escalas, principalmente parasecuencias y secuencias (figura 1.2).

Existe un intervalo de resolución intermedio entre la sedimentología de sistemas actuales y la estratigrafía secuencial de espesas sucesiones fósiles, que no ha sido suficientemente estudiado y cuyo registro sedimentario es poco comprendido, sobre todo a la hora de vincularlo a determinados procesos que controlan la evolución de estos sistemas. Este intervalo se define en este trabajo como la evolución de medio término e involucra procesos que actúan a una escala de 10^2 a 10^4 años. Parte de lo que se define en este trabajo como medio término corresponde a lo que Anthony (2008) considera de gran escala (10^3 años). A diferencia del análisis de procesos que ocurren *in situ*, el estudio del registro sedimentario producto de la evolución de medio término requiere tener en cuenta a la preservación como un factor importante.

Una de las escalas de procesos que controlan la evolución de medio término de los sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas, es aquella referente a la dinámica de transporte de sedimento en términos de su preservación en el registro. El comportamiento de un sistema de *shoreface-offshore* y su evolución a esta escala temporal requiere del entendimiento de otros fenómenos que entran en juego como son los gradientes de transporte de sedimento y de transferencia interna (Aagaard, 2011). Los procesos que controlan la dinámica de transporte tanto longitudinal como transversal varían en el tiempo en sus características hidrodinámicas. Por su parte, las condiciones climáticas fluctuantes juegan un papel muy importante en esta dinámica ya sea por cambios en la dirección de los vientos predominantes o por la frecuencia de períodos de tormenta, los cuales modifican la dinámica de buen tiempo de una costa. Para poder registrar cómo se reflejan en una sucesión sedimentaria estos procesos de alta frecuencia, se necesita evaluar el registro al mayor detalle posible, es decir a escala de estratos individuales o su conjunto (figura 1.2). A partir de analizar sus principales rasgos faciales, se podrían interpretar los procesos depositacionales y post-depositacionales que controlan la evolución de medio término de los sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas. A diferencia del estudio de los sistemas actuales, esta escala requiere de comprender de qué manera se transmite/preserva en el registro sedimentario la expresión de los mencionados procesos.

Por su parte, estos sistemas de *shoreface-offshore* se encuentran constantemente sometidos a procesos de progradación o retrogradación debido a cambios en los factores que controlan el balance entre el aporte de sedimento y el espacio de acomodación (cambios relativos del nivel del mar, tectónicos, entre otros). Durante las últimas dos décadas, el estudio sedimentario de los ambientes marinos someros dominados por olas ha permitido generar modelos estratigráficos de alta resolución más confiables para sucesiones antiguas, y a partir de ello se ha avanzado en la identificación de los controles de diferente recurrencia que pueden afectar a este tipo de ambientes (Hampson *et al.*, 2008a), principalmente a una escala de análisis de largo término (10^5 a 10^8 años) de la evolución de una costa e involucran como principales factores de control al aporte de sedimentos y al espacio de acomodación de la cuenca (Ainsworth *et al.*, 2008). Numerosos análisis realizados para múltiples controles que determinan la arquitectura de los depósitos, siguen modelos predictivos numéricos (Burgess *et al.*, 2006; Charvin *et al.*, 2009; Slott *et al.*, 2010) o experimentales (Kim *et al.*, 2006; Muto *et al.*, 2007). Sin embargo, los resultados tienen un formato establecido sobre una serie de supuestos que podrían no permitir su comparación directa con la información de afloramiento o subsuelo (Hampson, 2016).

Mediante el análisis estratigráfico secuencial, se han realizado significativos avances en términos de comprender la anatomía interna y los atributos verticales de las secuencias estratigráficas, y sobre todo de las parasecuencias que representan unidades somerizantes, limitadas por superficies de inundación de escala regional (Van Wagoner *et al.*, 1990). Desde el punto de vista de los modelos estratigráficos-secuenciales, las parasecuencias han sido clásicamente consideradas como la unidad fundamental en el estudio del registro estratigráfico de los sistemas marinos someros y su evolución temporal (Van Wagoner *et al.*, 1988; 1990; Mitchum y Van Wagoner, 1991; O'Byrne y Flint, 1995). Se ha progresado mucho en la caracterización sedimentológica, arquitectural y secuencial de estas unidades, así como en la discusión de los diferentes factores de control recurrentes que pudieron desencadenar su formación (Heller *et al.*, 1993; Kamola y Van Wagoner, 1995; O'byrne y Flint, 1995; Coe y Church, 2003; Zecchin, 2007; Hampson, 2000; Storms y Hampson, 2005; Hampson *et al.*, 2008b; Hampson, 2016). Estos estudios llevaron a elaborar modelos estratigráficos de alta

resolución para sucesiones antiguas, que se ajustan muy bien al análisis de largo término (10^5 a 10^8 años) de la evolución de los sistemas de *shoreface-offshore* con dominio de olas, y que consideran el aporte de sedimento y el espacio de acomodación como los principales factores de control en su arquitectural estratal (Ainsworth *et al.*, 2008).

Este tipo de análisis no ha sido llevado a cabo con la misma intensidad a escala interna de parasecuencia, es decir a escala de *bedset*. Estos últimos se definen como sucesiones concordantes de estratos genéticamente relacionados dentro de las parasecuencias, que son limitados por superficies de no depositación o de erosión, y sus conformidades correlativas (Van Wagoner *et al.*, 1990). Gran parte del conocimiento actual sobre los *bedsets* ha sido realizado desde el punto de vista de analizar sus límites (Hampson, 2000; Hampson y Storms, 2003; Sømme *et al.*, 2008; Charvin *et al.*, 2010; Forzoni *et al.*, 2015; Zecchin *et al.*, 2017). La arquitectura interna de facies de los *bedsets* refleja la evolución en cortos períodos de tiempo de un sistema de *shoreface-offshore* bajo un contexto regresivo (Hampson, 2000), por lo que comprender su complejidad interna y sus atributos sedimentarios es la clave para el mejor conocimiento de los controles sobre la dinámica del sistema y los procesos de progradación/retrogradación de medio término (10^2 a 10^4 años). La variabilidad lateral de facies dentro de la parasecuencia (Gani y Bhattacharya, 2007), es uno de los principales factores de control en la distribución del potencial de permeabilidad de los reservorios de *shoreface* (Sech *et al.*, 2009). Por esta razón, comprender la dinámica propia de los *bedsets* y sus cambios a través del tiempo podría permitir la construcción de modelos predictivos en la exploración de recursos y el desarrollo de mejores estrategias.

La complejidad que puede presentar internamente una parasecuencia no significa sólo la repetición cíclica de condiciones de progradación y retrogradación que genera la construcción de los sucesivos *bedsets*. Frecuentemente, se asume que las parasecuencias representan la expresión de un único sistema depositacional progradando en el tiempo y por ende, que las unidades internas de menor jerarquía dentro de la parasecuencia, no son muy diferentes entre sí, en términos de facies y diseño arquitectural. Sin embargo, continua siendo necesario un análisis en profundidad de las facies y

la arquitectura interna de los diferentes *bedsets* identificados que demuestre que no existen grandes cambios en la configuración del sistema depositacional que construye los *bedsets*. Los modelos estratigráfico secuencial de alta resolución (Van Wagoner 1990; Mitchum y Van Wagoner, 1991; O'byrne y Flint, 1995) están basados en la relación entre aporte de sedimento y la acomodación, lo que brinda sucesiones transgresivas o regresivas. Sin embargo, dichos modelos no tienen en cuenta los cambios en los procesos dominantes (por ejemplo olas, mareas, corrientes), los cuales condicionan el diseño facial y arquitectural resultante (Yoshida *et al.*, 2007) y que podrían ser los responsables de generar modificaciones a través del tiempo en la configuración y la dinámica de transporte de un sistema marino somero dominado por olas. Cambios en la arquitectura interna de los sucesivos *bedsets*, independientemente de los procesos que controlan la construcción y el apilamiento vertical de los mismos (figura 1.2), podrían reflejar la presencia de determinados procesos dominantes. Para el mejor entendimiento de esta variabilidad interna, se deben analizar unidades litológicas que reflejen procesos de menor escala que la construcción de los sucesivos *bedsets*. Dicha escala equivale al análisis de la distribución de sedimento dentro del sistema y la generación y/o destrucción de elementos morfológicos particulares. Los procesos de transporte sedimentario que mantienen el equilibrio por ejemplo de costas con barras o sin barras (Osborne y Greenwood, 1992), o aquellos responsables de la recuperación post tormenta de la playa (Jensen *et al.*, 2009; Phillips *et al.*, 2017), podrían asociarse a cambios de muy alta frecuencia en la relación entre períodos de buen tiempo y tormenta, la intensidad de las corrientes longitudinales o la pendiente de la costa. La presencia de diferentes configuraciones arquitecturales de un sistema depositacional refiere a una importante variabilidad en la morfología de la costa. El análisis arquitectural de los depósitos de *nearshore* permite identificar e interpretar la forma en que se construye la faja costera a través del tiempo y podría vincularse con los procesos de acreción y erosión que operan a escalas de miles a decenas de miles de años (figura 1.2).

Desde otra perspectiva, los sistemas de *shoreface-offshore* constituyen importantes reservorios en las mayores provincias hidrocarburíferas del mundo (Mar del Norte, Nigeria, Brunei, Venezuela; Howell *et al.*, 2008). Cuerpos de areniscas acumuladas en ambientes marinos someros antiguos,

rodeados por sedimentitas fangosas son importantes fuentes de gas y petróleo (como es el caso de las cuencas petroleras mesozoicas y cenozoicas de Norteamérica o del Golfo de Arabia). El continuo desarrollo y la maduración de reservorios ha llevado a la necesidad de perfeccionar los modelos sedimentarios que se tienen a fin de lograr el mejor aprovechamiento posible de los recursos. La naturaleza, geometría y distribución espacial de las diferentes heterogeneidades internas dentro de un reservorio, son el principal control en la migración de hidrocarburos (figura 1.3), debido a sus implicancias directas sobre la conectividad de cuerpos arenosos. El diseño arquitectural es otro de los factores clave que controlan el flujo de hidrocarburos en el reservorio debido a que representan la distribución espacial de las diferentes asociaciones de facies que componen el sistema de acumulación y de sus discontinuidades internas (figura 1.3). Por último, existen heterogeneidades a escala de facies que representan el resultado de cambios en los procesos sedimentarios dominantes, los cuales controlan la distribución de propiedades intrínsecas de los depósitos como la porosidad y permeabilidad (figura 1.3; Sech *et al.*, 2009). Las anisotropías de dichas propiedades son importantes en el desarrollo avanzado de reservorios maduros.

El análisis realizado a partir de la integración de todos los resultados obtenidos (figura 1.3), podría permitir aportar nuevos conceptos sobre la caracterización de este tipo de depósitos como reservorios de hidrocarburos. En definitiva, se podrá brindar un análisis de alta resolución sobre los depósitos de *shoreface-offshore* del Miembro Pilmatué como reservorio, que además pueda aportar conceptos y aprendizajes útiles para perfeccionar los modelos conocidos extrapolables a otros reservorios de características similares.

El **objetivo fundamental** de esta tesis consiste en brindar un completo análisis del registro sedimentario resultante de aquellos procesos que controlan la evolución de medio término de los sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas. Se espera que el análisis de alta resolución, a diferentes escalas, proporcione información específica que pueda ser integrada en un completo entendimiento de este tipo de sistemas de acumulación. Para llevar a

cabo dicho análisis, se propusieron **objetivos específicos** a diferentes escalas de trabajo:

- 1) Evaluar los depósitos que componen una parasecuencia del Miembro Pilmatué desde el punto de vista de sus facies y asociaciones de facies y así poder interpretar los procesos de transporte y deposición que dominaron la sedimentación de esta unidad. La integración de dichos procesos permitirá reconstruir el sistema de acumulación y conocer la dinámica de transporte de sedimento evaluando aspectos propios tanto de la deposición como post-depositacionales asociados a la preservación (Capítulo 4).
- 2) Analizar la anatomía interna y la evolución secuencial de un conjunto de *bedsets* que componen la parasecuencia estudiada, para entender cómo se reflejan los procesos de progradación y retrogradación de alta frecuencia. Se espera poder reconocer, caracterizar e interpretar posibles controles sobre la complejidad interna de la parasecuencia y con ello, aportar y discutir aspectos novedosos a lo que se conoce de estas unidades estratigráficas de alta frecuencia (Capítulo 5).
- 3) Examinar la variabilidad arquitectural de los depósitos de *nearshore* identificados a fin de poder reconstruir diferentes configuraciones morfológicas que pueden adquirir las fajas costeras. Se espera poder establecer vínculos claros con sistemas de acumulación recientes, en términos de los procesos que dominan la dinámica de transporte de sedimento y cómo estos procesos se ven reflejados en el registro fósil. Todo ello permitirá refinar conceptos y modelos sobre la dinámica de transporte de sedimento para los sistemas de *shoreface-offshore* con dominio de olas así como también discutir posibles controles tanto autogénicos como alogénicos presentes (Capítulo 6).
- 4) Aplicar toda la información colectada para la identificación de heterogeneidades internas de estos sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas a distintas escalas, y así poder brindar mayor precisión a los modelos existentes sobre su caracterización como

reservorio de hidrocarburos. Los nuevos conceptos y precisiones que surjan como resultados podrán ser aplicadas al análisis de otros casos de estudio con características similares (Capítulo 7).

Para llevar a cabo el análisis propuesto, se debe establecer el objeto de estudio con el cual sea factible cumplir los objetivos planteados. El objeto fundamental de estudio consiste en una parasecuencia del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en el sector central de la Cuenca Neuquina. Los modelos estratigráficos suelen considerar a las parasecuencias constituidas por unidades marinas someras como sucesiones de relativa baja heterogeneidad interna. Sin embargo, resulta lógico pensar que todas las escalas de procesos mencionados que actúan en la evolución de medio término de los sistemas marinos someros dominados por olas, pueden tener su expresión en el registro sedimentario y que deberían existir discontinuidades internas que reflejen dichos cambios en las condiciones de sedimentación. En ese sentido, la parasecuencia del Miembro Pilmatué elegida como objeto de estudio, presenta ciertas condiciones favorables para la realización de este estudio. En primer lugar, la Cuenca Neuquina representa un “laboratorio natural” para la realización de estudios geológicos por la excelente exposición y continuidad de sus afloramientos que permite la generación de una densidad y resolución de información sumamente elevada. Por otro lado, desde un punto de vista histórico, la cuenca presenta un vasto conocimiento previo. Esto ha conducido a la posibilidad, y a su vez a la necesidad, de realizar estudios con un elevado grado de detalle, partiendo de una base teórica previa consistente. Por otro lado, el Miembro Pilmatué presenta una serie de unidades estratigráficas predominantemente arenosas interpretadas como parasecuencias con excelente exposición y continuidad lateral (Schwarz *et al.*, 2018a). Dentro de esta sucesión, se eligió una parasecuencia determinada debido a que presenta una elevada complejidad interna que *a priori* la indica como un interesante caso de estudio sobre el registro sedimentario de alta resolución de los sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas.

Capítulo 2

Marco geológico, estratigráfico y área de estudio

2.1. La Cuenca Neuquina

2.1.1. Introducción

2.1.2. Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Neuquina

2.2. La Formación Agrio

2.3. El Miembro Pilmatué

2.3.1. Introducción

2.3.2. Facies y sistemas de acumulación

2.3.3. Antecedentes estratigráficos-secuenciales

2.3.4. Paleogeografía y paleoclima

2.4. Área de estudio

2.1. La Cuenca Neuquina

2.1.1. Introducción

La Cuenca Neuquina se ubica en la región centro-oeste de Argentina entre los 32° y 40° de latitud sur, y posee un área que cubre unos 200.000 km² (figura 2.1). Comprende las provincias de Neuquén, sur de Mendoza, sudoeste de La Pampa y noroeste de Río Negro. Hacia el occidente limita con el Arco Volcánico Andino mientras que al noreste lo hace con el Sistema de la Sierra Pintada y al sureste con el Macizo Nordpatagónico (Yrigoyen, 1991). Gran parte de la Cuenca Neuquina se encuentra fuertemente ligada a la región andina cuya evolución tectónica ha sido responsable de exponer en superficie gran parte de las sucesiones mesozoicas. Hacia el este, en cambio, se encuentra el sector conocido como Engolfamiento (figura 2.1), donde las sucesiones sedimentarias se encuentran en subsuelo y donde tiene lugar un importante desarrollo petrolero que coloca a la cuenca como una de las principales productoras de hidrocarburos de la Argentina. De hecho, la Cuenca Neuquina es una de las principales productoras de petróleo y la principal productora de gas del país.

2.1.2. Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina se caracteriza por una compleja historia de evolución tectono-estratigráfica, que la convierte en un distintivo caso de estudio geológico. Hacia el Pérmico Tardío y hasta el Triásico Temprano (280-240 Ma), comenzó un período de extensión cortical regional (Franzese y Spalletti, 2001), asociado a magmatismo, de gran extensión areal conocido como evento magmático Choiyoi (Llambías *et al.*, 1993). Desde el Triásico Tardío y hasta el Jurásico Temprano tuvo lugar un período de extensión de la cuenca (Franzese y Spalletti, 2001), vinculado a la actividad magmática Choiyoi (D'Elia *et al.*, 2015; figura 2.2A). Esta etapa se caracterizó por la presencia de depocentros aislados con geometría de hemigrábenes controlados por fuerte subsidencia mecánica (Franzese y Spalletti, 2001). Estos depocentros se encontraban controlados por sistemas de fallas normales con orientaciones N-S, NO-SE y ENE-OSO y fallas de transferencia asociadas (Vergani *et al.*, 1995). Durante el Jurásico Medio, comenzó la etapa de subsidencia termal (D'Elia *et al.*, 2015), donde la cuenca se comportó como una cuenca unificada de trasarco controlada por la combinación de la subsidencia regional con el crecimiento y desarrollo del arco magmático occidental (figura 2.2B). Desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Temprano alto, los cambios eustáticos del nivel del mar sumado al levantamiento del arco magmático modificaban la conexión entre la cuenca y el Pacífico (Legarreta y Uliana, 1991). Es durante este período donde a lo largo de la historia de la cuenca se suceden diferentes períodos de sedimentación marina y continental. Hacia el Cretácico Tardío se produce el pasaje hacia una configuración de cuenca de antepaís bajo una tectónica contraccional (Vergani 1995; Ramos y Folguera, 2005; D'Elia *et al.*, 2015), que continuó durante el Cenozoico (figura 2.2C).

La compleja evolución tectono-sedimentaria de la Cuenca Neuquina dejó un vasto y diverso registro geológico desde su conformación. El relleno sedimentario, fundamentalmente del Mesozoico y Cenozoico, involucra una enorme diversidad de ambientes de sedimentación tanto marinos como continentales. Para el intervalo temporal de este estudio (Cretácico Temprano) la Cuenca Neuquina tenía una ubicación latitudinal media, no muy distante a la actual, de acuerdo con información paleomagnética (Somoza, 2011), donde

se instalaba un mar epicontinental parcialmente cerrado como hoy en día constituyen la Bahía de Hudson o el Golfo de Arabia.

La deformación andina produce la exposición de las secuencias sedimentarias antiguas en superficie. Una de las principales morfo-estructuras producto de la deformación de la cuenca, que permite la presencia en superficie de muchas unidades mesozoicas entre las que se encuentra la Formación Agrio, se conoce como Faja Plegada y Corrida del Agrio (**FPCA**; figura 2.3). Esta faja plegada definida originalmente como “fosa del Agrio” (Bracaccini, 1970), corresponde a una serie de estructuras elongadas en sentido norte-sur entre las localidades de Chos Malal y Las Lajas, y que limitan al oeste con la fosa de Loncopué y al este con el dorso de los Chihuidos (figura 2.3). Estas estructuras poseen una vergencia imbricada hacia el este, localmente interrumpida por retrocorrimientos. Debido a que la **FPCA** involucra la deformación principalmente de las unidades sedimentarias, pero que en ciertos casos también afecta al basamento, se ha denominado como una faja de deformación mixta, de piel gruesa-piel fina (Zamora Valcarce *et al.*, 2011). Dentro de esta morfo-estructura se han definido dos dominios claramente diferenciados: uno interno y uno externo (Ramos, 1998; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Rojas Vera *et al.*, 2015). Estudios estructurales realizados sobre la **FPCA** han permitido identificar tres grandes eventos de deformación responsables de la configuración final de la misma (Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce, 2007; Zamora Valcarce *et al.*, 2009). Un primer evento se desarrolla hacia el Jurásico Tardío asociado a la inversión de hemigrábenes triásicos y la generación de estratos de crecimiento y cuñas. Luego, hacia el Cretácico Tardío se produce el acortamiento y la estructuración inicial de la parte interna de la **FPCA**. Finalmente, hacia el Mioceno Tardío, se reactivó tanto la parte interna como externa de la faja asociado a una deformación de piel gruesa que provocó la configuración del relieve actual de la región (Zamora Valcarce *et al.*, 2011).

2.2. La Formación Agrio

La Formación Agrio, definida por Weaver (1931) en su localidad tipo del Río Agrio, constituye la unidad más joven de lo que se conoce como Grupo Mendoza junto a las formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Mulichinco (en el sector central de la cuenca se incluyen los depósitos definidos como Formación Quintuco). Originalmente, el término *Mendociano* (Groeber, 1946) se utilizó para identificar a las sedimentitas marinas acumuladas durante el período transgresivo del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano. Años más tarde, estos depósitos correspondientes al *Mendociano*, fueron asignados a lo que aún hoy en día se conoce como Grupo Mendoza (Stipanovich, 1969). Posteriormente, Legarreta *et al.* (1981), establecen al Grupo Mendoza como la sucesión sedimentaria limitada entre la discordancia de la Fase Araucánica en la base y la Fase Miránica Inicial al tope.

La Formación Agrio posee un espesor máximo de 1600 metros y una edad asignada al Valanginiano Tardío a Barremiano Temprano (figura 2.4; Spalletti *et al.*, 2011). Ha sido dividida en tres miembros (Weaver, 1931) donde el superior e inferior consisten, para el sector occidental de la cuenca, en espesas sucesiones de lutitas oscuras, entre las que intercalan calizas y areniscas subordinadas. Los miembros inferior y superior de la Formación Agrio se denominaron Pilmatué y Agua de la Mula respectivamente (Leanza *et al.*, 2001), y están separados por las sedimentitas continentales correspondientes al Miembro Avilé (figura 2.4; Spalletti *et al.*, 2011). Hacia el este de la cuenca, los depósitos equivalentes a los Miembros Pilmatué y Agua de la Mula se denominan Formación Centenario mientras que al sur se ubican los equivalentes denominados Formación La Amarga. La Formación Agrio posee una muy amplia distribución en las áreas de afloramiento y de subsuelo, constituyendo el registro sedimentario de un amplio intervalo de tiempo del orden de los 7 m.a. Esta estimación elaborada a través de biozonaciones principalmente de amonites, ha podido ser ajustada mediante dataciones radimétricas de niveles tobáceos (Aguirre-Urreta *et al.*, 2015, 2017; Schwarz *et al.*, 2016a; figura 2.5).

Esta unidad estratigráfica es de suma importancia en lo que hace al conocimiento sobre la evolución faunística del Cretácico en esta región y

existen numerosos trabajos que se han focalizado en la bioestratigrafía, paleoecología y tafonomía de los invertebrados fósiles (Aguirre-Urreta *et al.*, 2005; Lazo *et al.*, 2008; Lazo *et al.*, 2009; Garberoglio *et al.*, 2013; Aguirre-Urreta y Rawson, 2017, entre otros). El registro faunístico de la Formación Agrio consiste principalmente en invertebrados marinos como bivalvos, gasterópodos, nautiloideos, amonites, corales, crustáceos, equinodermos y serpulidos (Lazo, 2003). Además, se identificaron en sus depósitos diversas asociaciones de trazas fósiles y restos de vertebrados como plesiosaurios, peces picnodontes e ictiosaurios (Lazo *et al.*, 2018). La fauna de amonites constituye, sin lugar a dudas, el grupo más estudiado de esta unidad debido a su utilidad para la bioestratigrafía (Leanza 1945; Leanza y Wiedmann, 1980, 1992; Aguirre-Urreta, 1997, 1998, 1999, 2001a, 2001b; Aguirre-Urreta *et al.*, 2007; Rawson, 2007; Aguirre-Urreta y Rawson, 2010, 2017). Estos organismos han sido la base para la definición de biozonas dentro de la Formación Agrio (figura 2.5). La base de la Formación Agrio ha sido delimitada por la biozona de *Olcostephanus atherstoni* mientras que en su parte superior se encuentra la biozona de *Sabaudiella riverorum* (Aguirre-Urreta y Rawson, 2017), aunque hacia el sur de la cuenca está reemplazada por *Parasoiticeras groeberi* (figura 2.5).

2.3. El Miembro Pilmatué

2.3.1. Introducción

El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, que totaliza unos 700 m en su localidad tipo, se apoya sobre los depósitos continentales o marinos someros de la Formación Mulichinco (Schwarz y Howell, 2005), y es cubierto abruptamente por depósitos continentales (fluviales y eólicos) del Miembro Avilé (Veiga *et al.*, 2002, 2008; figura 2.6). El Miembro Pilmatué posee una edad que involucra desde el Valanginiano Tardío al Hauteriviano Temprano. Dataciones radimétricas realizadas a partir de zircones detríticos han permitido obtener algunas edades relativas sobre la sedimentación de esta unidad. El análisis de U-Pb SHRIMP realizado en un nivel de ceniza volcánica ubicado aproximadamente a 150 m de la base de la unidad, arrojó una edad de $130 \pm 0,8$ M.a. (figura 2.5; Schwarz *et al.*, 2016a), mientras que la base del

Miembro Agua de la Mula fue datada en $129,09 \pm 0,16$ M.a. (Aguirre-Urreta *et al.*, 2015). Recientemente, una edad obtenida en niveles tobáceos del área de El Portón arrojó valores de $130,39 \pm 0,16$ M.a. (Aguirre-Urreta *et al.*, 2017). Estas edades han permitido acotar muy bien la edad del Miembro Pilmatué cuyo lapso de depositación pudo haber sido de entre 1 y 2 m.a. La base de esta unidad representa una profundización de la cuenca (Legarreta y Uliana, 1991; Schwarz *et al.*, 2006) y ha sido definida como un ambiente de acumulación marina de baja pendiente (rampa deposicional) en los márgenes este y sur (Spalletti *et al.*, 2001). Ya en sus primeras descripciones, se identificaron a los depósitos del Miembro Pilmatué o Miembro Agrio Inferior, como sedimentos mixtos, es decir compuestos por sedimentos carbonáticos y silicoclásticos (Weaver, 1931; Groeber, 1946).

Como se mencionó previamente (ver sección 2.2.), tanto el Miembro Pilmatué como el Miembro Agua de la Mula han sido ampliamente estudiados desde el punto de vista de su contenido fósil. Bioestratigráficamente, el Miembro Pilmatué presenta la biozona de *Olcostephanus atherstoni* en su base y la biozona de *Weavericeras vacaensis* al tope de la unidad (Aguirre-Urreta y Rawson, 2017). Sin embargo, para la zona de estudio la base del Miembro Pilmatué exhibe especímenes asignados a la biozona de *Pseudofavrella angulatiformis* (Aguirre-Urreta *et al.*, 2007; Aguirre-Urreta y Rawson, 2012; Garberoglio *et al.*, 2013; figura 2.5).

2.3.2. Facies y sistemas de acumulación

En general, las facies presentes en el Miembro Pilmatué representan diversos ambientes de sedimentación marinos o marinos marginales según el sector de la cuenca. En un sentido general de sur a norte, los depósitos del Miembro Pilmatué cambian su expresión desde depósitos deltaicos y fluviales a marinos de plataforma. Estudios recientes han identificado la presencia en subsuelo de facies interpretadas como la acumulación en sistemas deltaicos ubicados en un sector de la cuenca al sur de la zona de estudio, en el área de explotación “El Mangrullo”. Estos sistemas deltaicos, en su mayoría dominados por la influencia de procesos fluviales, que progradaban hacia el oeste, habrían sido una de las fuentes de aporte de sedimento desde el continente hacia las zonas costeras, que luego se redistribuía

longitudinalmente hacia el N-NW, brindando material terrígeno a los sistemas someros ubicados al norte (Schwarz *et al.*, 2018b).

Hacia el sector central de la cuenca, el Miembro Pilmatué presenta su mayor proporción de depósitos marinos someros. Estos depósitos progradan hacia el norte de la cuenca pasando en esa dirección a depósitos marinos de plataforma que se vuelven cada vez más importantes. En este sector, las sedimentitas que componen el Miembro Pilmatué reflejan en su gran mayoría condiciones de acumulación que pasan de lutitas y margas de *offshore*/plataforma a areniscas y areniscas gravosas de *shoreface* (Lazo, 2005; Spalletti *et al.* 2011; Schwarz *et al.* 2018a). Si bien estos sedimentos son mayoritariamente silicoclásticos, en determinados sectores es considerable la presencia de carbonatos intracuencales que pueden formar paquetes puros o importantes sucesiones mixtas con los sedimentos terrígenos (Schwarz *et al.*, 2018a). Esto determina la presencia de un sistema de sedimentación mixta con una distribución heterogénea de sus sedimentos, los cuales constituyen distintas fajas composicionales: una faja de cuenca mixta con mezcla de fango silicoclástico y material carbonático biogénico; una faja central silicoclástica correspondiente a depósitos de *offshore* a *lower shoreface*; y una faja mixta correspondiente a los depósitos de *upper shoreface* con gran abundancia de material esquelético y no esquelético (Schwarz *et al.*, 2018a).

Hacia los sectores septentrionales de la cuenca, el Miembro Pilmatué se enriquece en material carbonático fino (Remírez y Spalletti, 2017), hasta quedar compuesto mayormente por fangolitas calcáreas y margas de centro de cuenca (Sagasti, 2005). Estos depósitos alternan de manera cíclica entre intervalos carbonáticos puros y empobrecidos en carbonato (margas) constituyendo lo que se conoce como “*bedding couplets*” (Einsele y Ricken, 1991; Sagasti, 2005). Esta ciclicidad rítmica presenta atributos sedimentológicos y geoquímicos particulares que han llevado a interpretarlos como el resultado de variaciones en el aporte de sedimento. Estas variaciones definen ciclos de dilución donde el mayor aporte de sedimento disminuye la productividad carbonática generándose intervalos empobrecidos en carbonato. Desplazamientos de zonas climáticas en respuesta a ciclos de precesión de la tierra habrían sido el principal control sobre la generación de estas fluctuaciones en el aporte de sedimento (Sagasti, 2005).

Por otro lado, hacia el este de la cuenca, depósitos del Miembro Centenario inferior (Digregorio y Uliana, 1980), son considerados equivalentes estratigráfica y temporalmente a los depósitos del Miembro Pilmatué y presentan facies marinas marginales y continentales identificables en el subsuelo.

2.3.3. Antecedentes estratigráficos-secuenciales

Los trabajos pioneros en analizar el relleno de la Cuenca Neuquina desde un punto de vista estratigráfico secuencial corresponden a Mitchum y Uliana (1985), Legarreta y Gulisano (1989) y Legarreta y Uliana (1991). Legarreta y Gulisano (1989) en su análisis del período Jurásico-Cretácico de la Cuenca Neuquina y más precisamente en lo que refiere al Grupo Mendoza, identificaron dos eventos principales de inundación regional, los cuales tuvieron lugar durante la depositación de la Formación Agrio. El primero ocurrido para el Valanginiano Tardío corresponde a la base del Miembro Pilmatué (figura 2.6), que marca el inicio de lo que estos autores denominaron la Mesosecuencia Mendoza Media. El segundo evento identificado en el techo del Miembro Avilé (es decir la base del Miembro Agua de la Mula), corresponde a lo que llamaron Mesosecuencia Mendoza Superior. Estos eventos transgresivos ya habían sido mencionados por trabajos pioneros de la cuenca (Weaver, 1931; Groeber, 1946). El primer evento de inundación regional mencionado (figura 2.6), corresponde a la base del Miembro Pilmatué ubicada por encima de los depósitos de la Formación Mulichinco. Dicha superficie basal ha sido definida como Superficie Transgresiva Maestra (Schwarz y Howell, 2005). El techo del Miembro Pilmatué se encuentra marcado por una importante discontinuidad regional que representa la base de una nueva secuencia de segundo orden (Legarreta y Gulisano, 1989; Spalletti *et al.*, 2011). Por encima apoyan los depósitos fluvio-eólicos correspondientes a una cuña de mar bajo del Miembro Avilé (Legarreta y Uliana, 1991; Veiga *et al.*, 2002, 2007; figura 2.6).

Entre el Tithoniano y el Hauteriviano la Cuenca Neuquina mantuvo largos períodos de mar alto, los cuales eran interrumpidos por eventos significativos de caída relativa del nivel del mar (Schwarz *et al.*, 2018a). Durante los períodos de caída relativa del nivel del mar, se generaba la

desconexión parcial del mar epicontinental presente en la cuenca con el océano proto-Pacífico, donde se desarrollaban sistemas de depositación continental (Howell *et al.*, 2005). Asociados a estas variaciones del nivel relativo del mar se generaron ciclos menores interpretados como secuencias de segundo orden, una de las cuales corresponde al Miembro Pilmatué (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana 1991; Spalletti *et al.*, 2011). Lazo (2007), en la zona del Río Agrio, definió cinco secuencias depositacionales dentro del Miembro Pilmatué, la primera de las cuales incluye depósitos del tope de la Formación Mulichinco. La mayoría de estas secuencias se componen de cortejos transgresivos, de mar alto y de margen de plataforma, con sus correspondientes límites de secuencia asociados.

La mitad superior del Miembro Pilmatué, para el sector central de la cuenca (ver sección 2.3.2), presenta una serie de cuerpos predominantemente arenosos que gradan desde intervalos finos de varios metros de espesor (figura 2.7). Estos cuerpos arenosos fueron descritos como depósitos marinos someros con un arreglo interno de facies somerizante (Spalletti *et al.*, 2011; figura 2.7). Estudios posteriores realizados por Schwarz y colaboradores (2018a), definieron estos cuerpos cíclicos como parasecuencias acumuladas en un ambiente de sedimentación marino somero. Fueron definidas hasta 17 parasecuencias en esta región, delimitadas por el desarrollo de extensas superficies transgresivas separando depósitos arenosos de *shoreface* por debajo y fangolitas de *offshore* por encima (Schwarz *et al.*, 2018a; figuras 2.6 y 2.7). Una de estas parasecuencias es el objeto de estudio de esta tesis.

2.3.4. Paleogeografía y paleoclima

La configuración paleogeográfica de la Cuenca Neuquina durante la depositación de las sedimentitas marinas que componen el Miembro Pilmatué (Valanginiano temprano - Hauteriviano temprano), mostraba el desarrollo de un mar epicontinental ocupando gran parte de su extensión (Howell *et al.*, 2005; Spalletti *et al.*, 2011; Veiga y Schwarz, 2017; figura 2.2B). Este tipo de configuraciones de mar epicontinental era muy diferente al de un caso típico de borde de plataforma continental con amplio desarrollo, sino que correspondía a un gran cuerpo de agua parcialmente cerrado por la presencia del arco volcánico.

Existen numerosos tipos de sistemas marinos someros que pueden encontrarse asociados a mares epicontinentales, pero un aspecto que todos tienen en común es la presencia de corrientes cuya dinámica de circulación es muy sensible a la fisiografía de la cuenca. El clima para este período era predominantemente árido (Scotese, 2000), lo cual ha sido reafirmado por estudios paleoambientales realizados a partir del registro fósil (Lazo *et al.*, 2008). El gran contenido fosilífero del Miembro Pilmatué ha permitido realizar análisis de isótopos estables sobre restos de valvas inalteradas, y con ello estimar paleosalinidades del agua de mar (Lazo *et al.*, 2008; figura 2.5). Períodos de salinidad normal del agua de mar alternantes con períodos de dilución han sido asociados a cambios climáticos de la cuenca para ese momento que oscilaban entre un clima netamente árido al norte a templado cálido al sur (Sagasti, 2005; Lazo *et al.*, 2008).

El clima predominantemente árido generaba que las áreas de entrada de sedimento se limitaban probablemente a determinados sectores (Schwarz *et al.*, 2018a). Esto significa que gran parte del aporte de sedimento a los sistemas marinos someros llegaba por transporte litoral a través de corrientes y de sistemas deltaicos puntuales (Schwarz *et al.*, 2018b). El transporte longitudinal de sedimento se daba en dirección N-NW y perdía efectividad hacia los sectores septentrionales de la provincia de Mendoza donde el bajo aporte silicoclástico favorecía la generación de un ambiente de sedimentación predominantemente carbonático.

2.4. Área de estudio

La zona de estudio se ubica 40 km al sureste de la localidad de Chos Malal en la provincia de Neuquén (Argentina), entre los meridianos 70°06'10.08" y 70°00'20.16" de longitud oeste, y los paralelos 37°36'7.2" y 37°43'1.92" de latitud sur. Esta delimitación involucra un polígono similar a un rectángulo cuya área ronda los 45 km² (figura 2.8). Paralelamente al área de estudio se ubica la ruta nacional N°40 que atraviesa lo que se conoce como Pampa de Naunauco, con una traza aproximadamente norte - sur. Al oeste de la ruta, se ubica el paraje Naunauco, ubicado al pie de su cerro homónimo

(figura 2.8). Los afloramientos estudiados se ubican dentro de toda esta región, más precisamente sobre la ladera occidental de lo que se conoce como Loma Rayoso, y se extienden por más de 12 km en sentido aproximado norte-sur (figura 2.8).

La Loma Rayoso se encuentra dentro de la zona morfoestructural conocida como Faja Plegada y Corrida del Agrio (ver sección 2.1.2; figura 2.3). Más precisamente se ubica en el sector externo de la faja (Ramos, 1998; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Rojas Vera *et al.*, 2015), controlado por grandes trenes estructurales de deformación de piel mixta (Zamora Valcarce *et al.*, 2011). Allí se ubican una serie de cordones elevados separados por amplias depresiones conocidas como “pampas”. Estos pliegues asociados a corrimientos con vergencia al este deforman toda la sucesión sedimentaria mesozoica (figura 2.3). La Loma Rayoso constituye una estructura plegada anticlinal buzante cuya traza axial tiene un rumbo aproximado N30°W (figura 2.9).

El acortamiento total estimado para la Faja Plegada y Corrida del Agrio en el sector del Cerro Naunauco ha sido calculado en el orden de los 9,6 km (Rojas Vera *et al.*, 2015) y cuya historia deformacional habría culminado hacia el Mioceno Tardío (Rojas Vera *et al.*, 2015). Al este del área de estudio, se ubican los afloramientos de los depósitos pertenecientes al Grupo Rayoso.

Debido a su estructura anticlinal elevada durante el Mioceno Tardío, en el sector de la Loma Rayoso afloran sucesiones pertenecientes al Grupo Mendoza (figura 2.9), como son: la Formación Mulichinco, la Formación Agrio (con sus respectivos miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula) y la Formación Huitrín (miembros Chorreado, Troncoso inferior y Troncoso superior). Sobre el flanco oeste del anticlinal afloran los depósitos correspondientes al Miembro Pilmatué, con una excelente continuidad lateral y un buzamiento promedio de 35° al oeste. Además, parte de los afloramientos analizados corresponden al extremo sur de la Loma Rayoso donde los rumbos de las capas cambian gradualmente hasta presentar una orientación N45°E, debido a que se ubica el cierre de la estructura anticlinal (figura 2.9).

Una de las parasecuencias previamente definidas para el Miembro Pilmatué (figura 2.6), en este sector de la cuenca, ha sido la seleccionada para la realización de este trabajo. Esta parasecuencia denominada PS400 posee la

particularidad de estar conformada por depósitos predominantemente arenosos a lo largo de los 12 km analizados. Posee espesores que oscilan entre los 30 y 45 m y está compuesta por depósitos interpretados como la sedimentación en un ambiente marino somero. Al igual que la mayoría de las parasecuencias definidas en este sector, se encuentra limitada por superficies transgresivas de escala regional (Schwarz *et al.*, 2018a). Estratigráficamente por encima de la parasecuencia PS400, en el área de estudio, el Miembro Pilmatué presenta una espesa sucesión de depósitos marinos profundos que son truncados por una superficie erosiva correspondiente a la base del Miembro Avilé (figura 2.10).

Capítulo 3

Metodología de trabajo

3.1. Introducción

3.2. Tareas de investigación

3.2.1. Tareas de revisión bibliográfica e identificación de problemáticas

3.2.2. Formulación de hipótesis y objetivos

3.2.3. Planteo de metodologías de trabajo y aproximación al área de estudio

3.2.4. Tareas de campo a diferentes escalas

3.2.5. Tareas de gabinete

3.2.6. Elaboración intelectual

3.1. Introducción

En este capítulo se explica la metodología de trabajo llevada a cabo para el estudio de los depósitos correspondientes a la parasecuencia PS400 del Miembro Pilmatué, la cual fue aplicada a diferentes escalas conforme a los objetivos específicos planteados para cada una de las resoluciones del registro sedimentario que se proponen analizar (figura 1.2). Toda esta metodología se basa en el desarrollo de sucesivas etapas racionalizadas sobre las premisas del método científico (figura 3.1). En primer lugar se plantearon hipótesis tanto de carácter general como asociados a aspectos específicos, a partir de conocer previamente las problemáticas inherentes tanto a la temática a investigar como a la unidad de estudio. Una vez establecidas las hipótesis, se procedió a una serie de pasos diseñados y organizados de modo que permitan la corroboración o no de las mismas. Luego de proyectar las distintas tareas a realizar, se procedió a la recolección de datos de campo en el área de estudio, los cuales fueron posteriormente tratados en gabinete y laboratorio aplicando distintas metodologías de estudio. Finalmente, con todo el volumen de

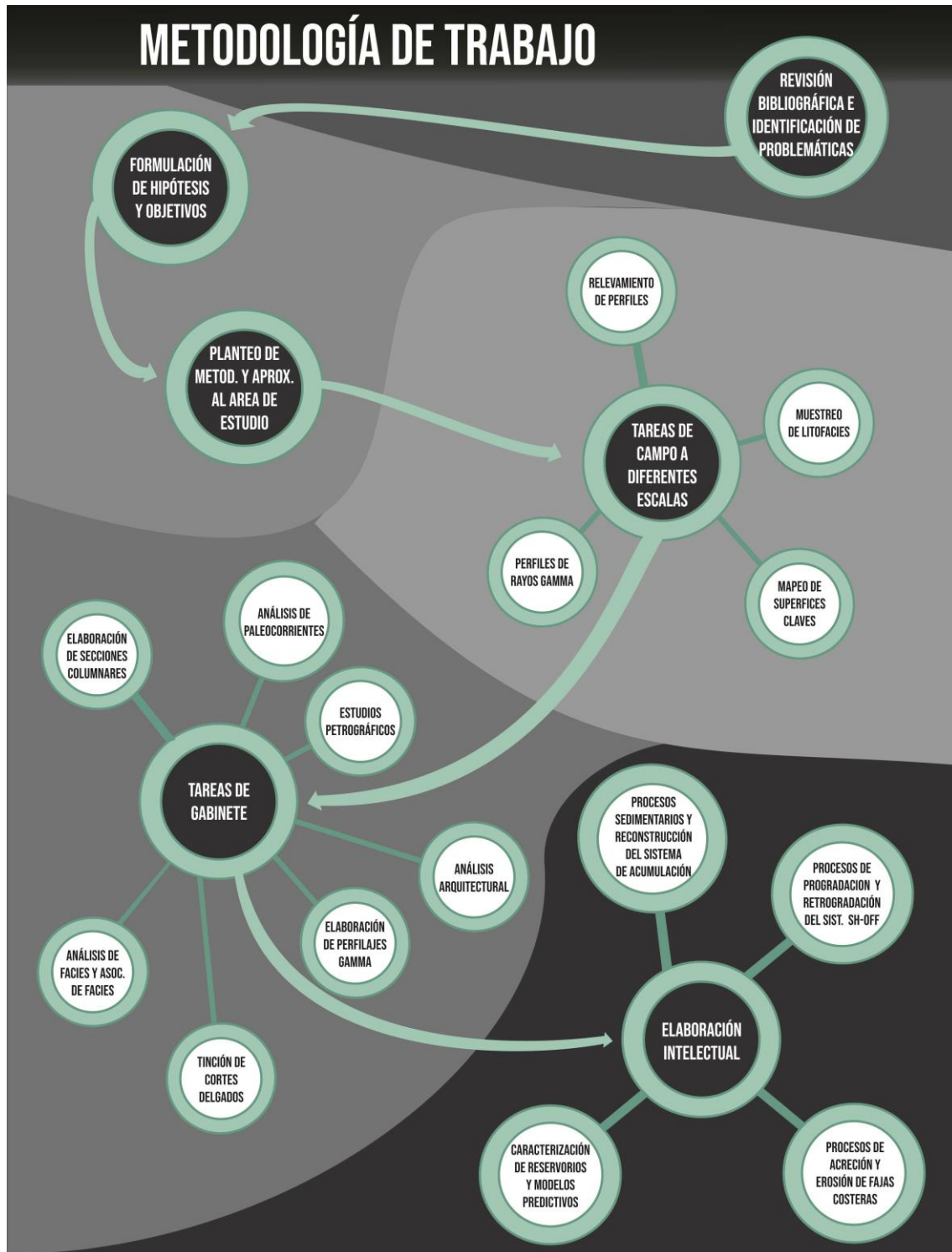


Figura 3.1 Flujo de trabajo seguido para este trabajo. Las diferentes etapas de trabajo se encuadran dentro de la estructura y los principios del método científico.

información generado se procedió a su elaboración intelectual y obtención de resultados que permitieron cumplir los objetivos planteados de verificar las hipótesis originales.

3.2. Tareas de investigación

3.2.1. Tareas de revisión bibliográfica e identificación de problemáticas

Como primera tarea para este trabajo, se procedió a recopilar todos los antecedentes bibliográficos, para luego investigar aspectos específicos del área de estudio (figura 3.1). Los primeros involucraron dos grandes grupos de información, aquella correspondiente al análisis sedimentológico y estratigráfico de los sistemas marinos someros dominados por olas, para luego continuar con cuestiones estratigráficas y sedimentológicas de la unidad de estudio. El primer grupo incluyó toda la información referida al estudio de sucesiones sedimentarias marino someras con dominio de olas, donde se hizo foco en las problemáticas relacionadas con la evolución de sistemas de *shoreface-offshore* (así como también la metodología aplicada a esta resolución), debido a que constituye uno de los aspectos fundamentales de esta tesis. Resultaba importante conocer el punto de partida, es decir lo que se sabe, sobre cómo evolucionan este tipo de sistemas de acumulación y desde allí comenzar a trabajar sobre lo desconocido o menos comprendido. Luego, se procedió a la búsqueda de información sobre la cuenca, su evolución temporal y su estratigrafía, haciendo énfasis en todo el trabajo previo realizado en la Formación Agrio y más precisamente en el Miembro Pilmatué, no sólo de índole sedimentológica sino paleontológica, bioestratigráfica, tectónica y geoquímica.

3.2.2. Planteo de hipótesis y objetivos

Una vez conocidas las problemáticas surgidas a partir de la lectura bibliográfica, se procedió a construir y llevar a cabo una serie de tareas específicas que permitan su resolución. Se aplicaron las bases fundamentales del método científico, el cual requiere del planteo de interrogantes y de cómo

se espera resolverlos. Si bien estos interrogantes generadores de hipótesis son planteados inicialmente, también son reformulados durante el desarrollo de la investigación. En ese sentido, a partir de los interrogantes surgidos sobre el registro sedimentario resultante la evolución de los sistemas marinos someros dominados por olas, se plantearon una serie de hipótesis y mediante ellas se proyectaron objetivos que se querían cumplir dentro de este trabajo. Dichas hipótesis representaban la base teórica a evaluar, contrastar con otras posibles y reformular en caso de que no fueran corroboradas positivamente. A su vez, los objetivos planteados fueron los que condicionaron la metodología de trabajo seguida.

La hipótesis general de todo el trabajo consistía en que a partir de caracterizar de manera detallada la arquitectura interna y evolución secuencial de los depósitos marinos someros dominados por olas, se podría brindar información de los procesos que operan en estos sistemas a distintas escalas de tiempo, desde procesos de transporte de sedimento hasta progradaciones de medio término (figura 1.2). Es por ello que se planteó como objetivo la caracterización de este tipo de unidades estratigráficas de alta resolución. Sin embargo, el cumplimiento de este objetivo involucraba distintas escalas de observación, correspondientes a distintos litosomas, los cuales presentaban sus dificultades intrínsecas y por ende la necesidad de objetivos específicos de cada una. Todo ello resultó en el desarrollo de una metodología integral alimentada por métodos específicos propios de las diferentes escalas de trabajo planteadas.

3.2.3. Planteo de metodologías de trabajo y aproximación al área de estudio

Una vez realizada la recopilación bibliográfica necesaria, y planteados los objetivos a cumplir, se procedió a las tareas de reconocimiento y mapeo del área de estudio que permitan una mejor efectividad a la hora de realizar las tareas de campo. Para ello se utilizaron hojas geológicas y fundamentalmente softwares de teledetección y manejo de sistemas de información geográfica (SIG) como son el *Global Mapper*®, *ArcMap*® y *Google Earth*®. Mediante estos programas se pudieron trazar los principales rasgos geográficos de la zona de estudio (ríos, caminos, centros urbanos), además de mapear las principales unidades estratigráficas (figura 2.8). También se pudieron identificar

potenciales sectores para el levantamiento de perfiles y la toma de datos, como son quebradas o cortes de caminos.

3.2.4. Tareas de campo a diferentes escalas

Se realizaron viajes de campo a la zona de estudio con el fin de realizar las tareas de recolección de datos (figura 3.1). Estas tareas, realizadas durante más de 100 días de trabajo, involucraron principalmente el levantamiento de perfiles sedimentarios, la toma de muestras y fotografías, y el mapeo de superficies, junto a otro tipo de tareas específicas que se mencionarán a continuación. Todas estas tareas fueron realizadas a diferentes escalas de observación según los objetivos planteados. Debido a que todo este estudio fue enfocado desde diferentes escalas de resolución del registro, la metodología de estudio también debió ser enfocada a diferentes escalas de trabajo. A continuación se enumeran las diferentes tareas llevadas a cabo durante las actividades de campo:

- 1) Relevamiento de perfiles sedimentarios: se relevaron 35 perfiles a diferentes escalas, de los cuales, 22 fueron realizados a escala 1:50, y 13 a escala 1:10 (ver anexos A, C y D).
 - I. Los perfiles a escala 1:50 estaban destinados al estudio facial, arquitectural y secuencial de todos los depósitos presentes dentro de la parasecuencia PS400 (capítulos 4 y 5).
 - II. Los perfiles de escala 1:10, en cambio, fueron utilizados para un análisis de mayor detalle de la arquitectura de los depósitos de *nearshore* (capítulo 6).

Todos los perfiles, georeferenciados mediante GPS, se ubican a lo largo de uno de los flancos del anticlinal Loma Rayoso Este flanco se orienta paralelo a subparalelo a la pendiente depositacional y presenta una longitud de 12 km de extensión (figura 2.9). El espaciamiento entre perfiles fue decidido en base a la hipótesis planteada y a las observaciones de campo. Para poder caracterizar de manera detallada estas unidades se decidió utilizar un espaciamiento promedio de 500 m, lo que permitió generar una cantidad robusta de

información. En cada uno de los perfiles se recolectó información sobre litología, texturas, estructuras sedimentarias mecánicas y orgánicas, índices de óndula, contenido fósil, grado de bioturbación (Taylor y Goldring, 1993), paleocorrientes, espesores de las capas, geometrías, tipos de contactos y tendencias verticales.

- 2) Muestro de litofacies: Se muestrearon los diferentes tipos litológicos con el fin de analizar mejor sus rasgos texturales y composicionales mediante una descripción petrográfica detallada.
- 3) Relevamiento de perfiles de rayos gamma: Se levantaron una serie de perfiles de rayos *gamma* mediante el empleo de un equipo *Hand Held Spectrometer System* GR-135G con el fin de obtener la respuesta en perfil de las emisiones radioactivas correspondientes a las diferentes facies sedimentarias presentes (figura 3.2). La ubicación de estos perfiles de rayos gamma coincide con algunos de los perfiles sedimentarios relevados (ver anexo B). El espaciamiento vertical en las mediciones utilizado con este equipo fue de 1 m, registrando contenidos de los elementos K, U, Th medidos en partes por millón (PPM) y valores totales (CPS) (figura 3.2).
- 4) Identificación de superficies estratigráficas claves: El análisis vertical de cambios faciales en los perfiles permitió identificar las principales superficies de discontinuidad. Más allá de contar con la información de los perfiles para la correlación lateral de superficies estratigráficas, este trabajo tuvo la particularidad de que las superficies de discontinuidad fueron caminadas y correlacionadas entre los perfiles en el afloramiento (figura 3.2). Así, se mapearon más de 13 superficies de discontinuidad dentro de la parasecuencia PS400 (figura 5.3), a lo largo de los 12 km de extensión del área de estudio.

3.2.5. Tareas de gabinete

Luego de la obtención de datos en el afloramiento, se procedió a realizar el procesamiento de la información en gabinete y estudios de laboratorio. Entre las principales tareas llevadas a cabo se encuentran:

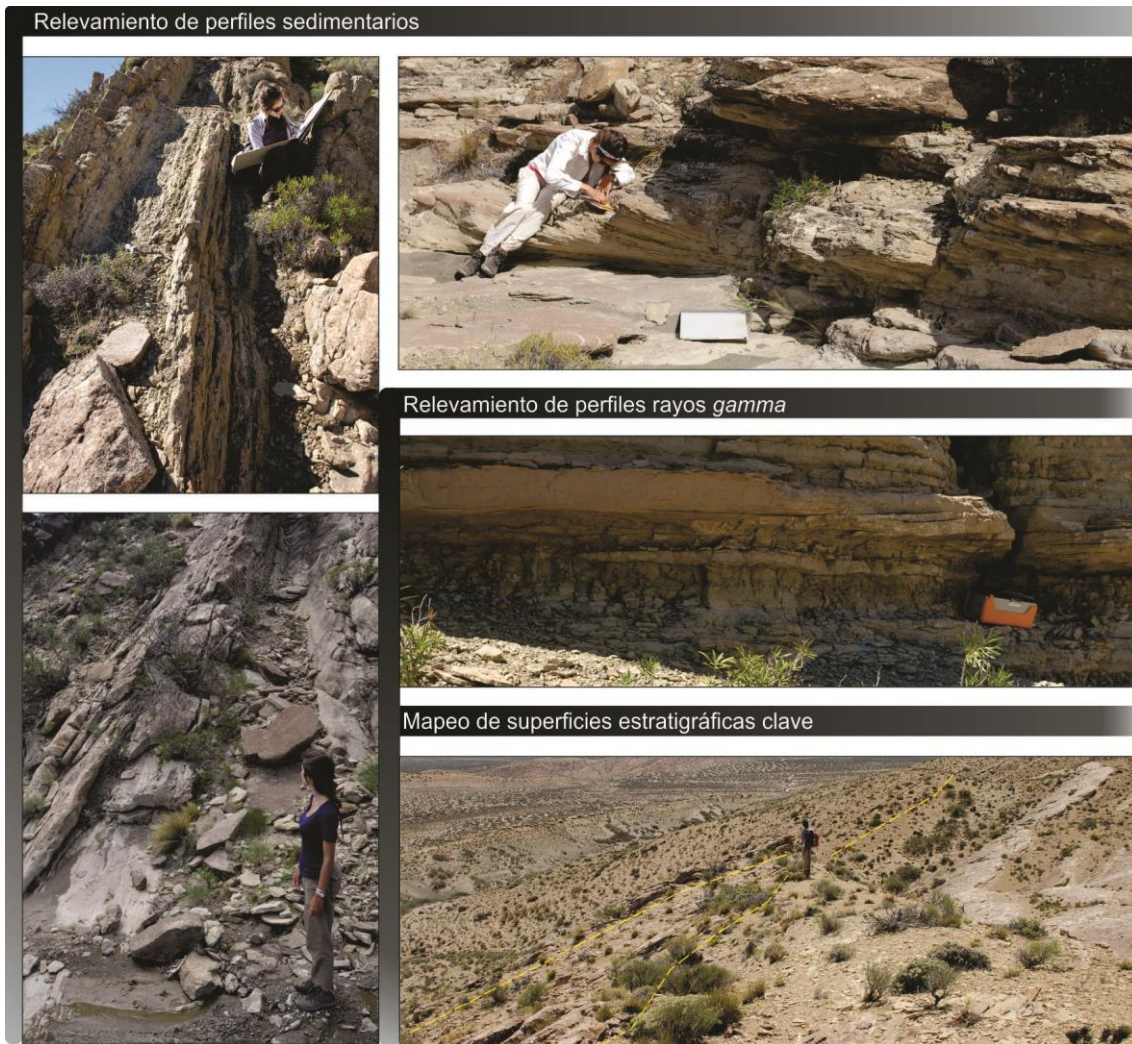


Figura 3.2 Entre las tareas realizadas durante las actividades de campo, se destaca el levantamiento de perfiles sedimentarios, la medición de radioactividad de las diferentes litologías reconocidas y el mapeo de superficies estratigráficas a lo largo de los afloramientos.

- 1) Elaboración de secciones columnares: Se dibujaron 35 secciones columnares tipo Selley, correspondientes a los 35 perfiles sedimentarios relevados (ver anexo A). Dichas columnas fueron dibujadas según sus respectivas escalas de levantamiento (1:50 o 1:10; figura 3.3).
- 2) Estudios petrográficos: Mediante las muestras de mano tomadas en el campo, se prepararon 75 secciones en lámina delgada tanto de rocas silicoclásticas como mixtas (silicoclásticas-carbonáticas). Estas secciones fueron construidas por el Taller de Secciones Delgadas del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) y luego analizadas mediante un microscopio petrográfico Nikon® Eclipse E200 perteneciente a la misma institución (figura 3.3). El análisis petrográfico permitió refinar atributos mineralógicos y texturales de las diferentes litofacies identificadas (ver anexos). Se determinaron los diferentes componentes de cada roca (granos terrígenos y carbonáticos, matriz, tipos de cementos), sus principales atributos (tamaño, selección, geometría y redondez), y se establecieron de manera cualitativa sus proporciones.
- 3) Tinción de cortes petrográficos: Se realizaron tinciones de determinados cortes delgados con el fin de analizar la composición del material pelítico presente (figura 3.3). Estas tinciones realizadas en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) se basaron en el método de Dickson (1965,1966). El método utilizado consiste en la sumersión del corte delgado en tres soluciones diferentes (HCl , $\text{HCl} + \text{C}_{14}\text{H}_8\text{O}_4$ y $\text{HCl} + \text{C}_{14}\text{H}_8\text{O}_4 + \text{C}_6\text{N}_6\text{FeK}_3$). La técnica de tinción de los cortes delgados permite distinguir entre fango silicoclástico y micrita la fracción fina de la roca, lo cual ayuda a determinar la composición y por lo tanto el grado de mezcla de componentes.
- 4) Elaboración de perfiles de rayos gamma: Se digitalizaron las curvas de variación de rayos gamma a través de los datos obtenidos durante las tareas de campo (ver anexos A y B; figura 3.3).

- 5) Análisis de paleocorrientes: Todos los datos de paleocorrientes obtenidos a partir de las estructuras sedimentarias encontradas, fueron tabulados y representados mediante un software de orientación espacial denominado *GEOrient®* v 9.5.1. Este programa permite el manejo estadístico de datos de paleocorrientes y la elaboración de diagramas de rosas (figura 3.3).
- 6) Análisis de facies y asociaciones de facies: Se procedió a la definición de las diferentes facies sedimentarias a partir de la observación de sus principales rasgos sedimentarios como son su composición, textura y estructuras mecánicas y biogénicas. Estas facies fueron denominadas a partir de un código elaborado siguiendo las bases de Miall (1977, 1978). Luego, las diferentes facies definidas, fueron agrupadas en asociaciones de facies a partir de las cuales, fue posible identificar los procesos sedimentarios que dominaron el sistema de acumulación. Todo este análisis se encuentra desarrollado con mayor detalle en el capítulo 4.
- 7) Análisis arquitectural: Los fotomosaicos y paneles contruidos a través de integrar fotografía y perfiles lateralmente, permitieron analizar la geometría de los depósitos de *nearshore*. Se utilizó el software *Kolor Autopano Giga 3.0®* para la elaboración de mosaicos mediante el solapamiento de fotografías tomadas en el campo (figura 3.3). Al igual que para el levantamiento de perfiles, se puede separar en dos escalas gráficas referentes a dos escalas de trabajo planteadas.
- I. Se correlacionaron lateralmente los perfiles levantados a escala 1:50 a fin de reconstruir el diseño arquitectural de todos los depósitos presentes dentro de la parasecuencia PS400.
 - II. Se confeccionaron paneles de correlación lateral paralelos a subparalelos a la pendiente depositacional, que permiten interpretar la arquitectura de los depósitos de *nearshore*. Esta tarea se realizó a partir de vincular los perfiles relevados a escala 1:10.

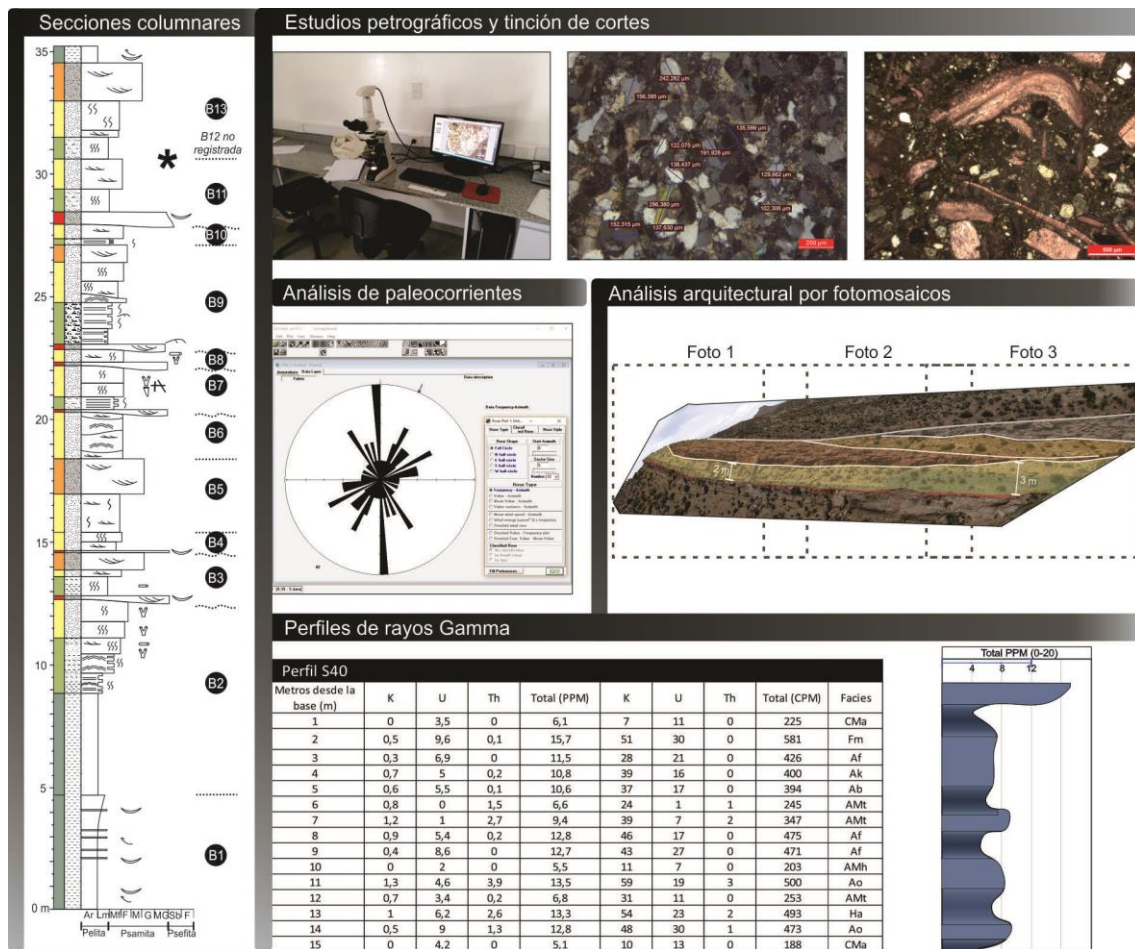


Figura 3.3 Durante las tareas finales de gabinete, se procesaron los datos obtenidos en el campo. Se digitalizaron los perfiles sedimentarios y de rayos gamma, se describieron cortes delgados, se analizaron las paleocorrientes medidas y se realizó un análisis arquitectural/bidimensional de los depósitos en las diferentes escalas mencionadas.

3.2.6. Elaboración intelectual

Una vez generado todo el volumen de información necesaria, se procedió a su interpretación e integración. Durante este trabajo se terminaron de elaborar todos los resultados fundamentales de esta tesis y que serán desarrollados en capítulos siguientes (capítulos 4 a 7). Entre las principales tareas llevadas a cabo durante esta etapa se encuentran:

- 1) Interpretación de procesos sedimentarios y reconstrucción de el/los sistema/s de acumulación: Una vez realizado el análisis de facies y asociaciones de facies se logró interpretar los principales procesos sedimentarios que dominaron durante la acumulación de estos depósitos. Los procesos sedimentarios, que controlan la dinámica interna de un sistema permiten establecer precisiones como el tipo de sistema de acumulación bajo el cual fueron generados. Las distintas asociaciones de facies asociadas a determinados sectores del sistema de acumulación fueron reconstruidas y presentadas mediante esquemas tridimensionales. La reconstrucción del/los sistema/s de acumulación y la interpretación de los principales procesos que dominaron la sedimentación de los depósitos asignados al Miembro Pilmatué es presentada y discutida en el capítulo 4.
- 2) Interpretación de procesos de progradación y retrogradación a escala de *bedsets*: A partir del análisis vertical de sucesiones de facies y las tendencias de apilamiento generadas se pudieron identificar las diferentes unidades internas separadas por superficies estratigráficas clave dentro de la parasecuencia, denominados *bedsets* y así, reconstruir los procesos que controlaron la evolución secuencial de estos depósitos. El diseño vertical de las facies limitadas por dichas superficies fue interpretado como el resultado de determinadas condiciones de aporte sedimentario y espacio de acomodación del sistema de acumulación. Además de evaluar atributos cualitativos de los *bedsets* como su distribución de facies, superficies límites y diseño vertical, también se realizaron estimaciones cuantitativas de espesor, longitud, proporción de facies y orientación. Todo este proceso de

elaboración permitió confeccionar la historia evolutiva del sistema así como conocer los principales cambios en las condiciones de sedimentación. La evolución secuencial de los depósitos estudiados a escala de *bedsets* y los posibles controles en su generación son presentados en el capítulo 5.

- 3) Reconstrucción de procesos de acreción y erosión a partir del diseño arquitectural de depósitos de *nearshore*: Mediante perfiles de detalle espaciados a corta distancia se pudo generar el volumen de información necesario para reconstruir la arquitectura deposicional de los depósitos de *nearshore* y, a partir de ello, reconstruir los elementos morfológicos del sistema de acumulación potencialmente asociados a procesos de acreción y erosión de las fajas costeras. Se analizó la distribución de facies específicamente dentro de los depósitos de *nearshore*, la presencia de superficies internas y la relación con depósitos infra y suparyacentes. Mediante este análisis de detalle, fue posible proponer los nexos entre la dinámica de transporte de sedimento dentro de determinados sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas y el registro preservado de sucesiones sedimentarias antiguas. Los resultados obtenidos en este análisis arquitectural realizado se presentan en el capítulo 6.
- 4) Caracterización de reservorios y elaboración de modelos predictivos: La integración de toda la información permitió la elaboración de modelos conceptuales aplicables a la caracterización de reservorios de hidrocarburos de alta complejidad. Integrando la información de facies y asociaciones de facies con las superficies estratigráficas internas y el diseño arquitectural, se construyó un marco conceptual de acumulación de estos depósitos. Esta información de diferentes escalas de observación, integrada y complementada con estimaciones cualitativas de porosidad y permeabilidad de las diferentes facies encontradas, y con el análisis espacial de distribución de facies permitirá caracterizar de forma confiable la potencialidad de este tipo de depósitos o de aquellos con características similares, como reservorio de hidrocarburos. Los resultados obtenidos son presentados en el capítulo 7 de este trabajo.

Toda la metodología planteada permitió llevar a cabo las tareas de obtención, procesamiento y elaboración intelectual de la información necesaria. Las tareas realizadas involucran el análisis del registro sedimentario a diferentes escalas, cada una de las cuales presenta sus problemáticas y técnicas específicas de estudio. Los resultados obtenidos son presentados en los siguientes capítulos de esta tesis doctoral.

Capítulo 4

Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

4.1. Análisis de facies

4.1.1. Introducción

4.1.2. Facies silicoclásticas

4.1.3. Facies mixtas

4.2. Asociaciones de facies

4.2.1. Asociación de facies de *Offshore*

4.2.2. Asociación de facies de *Offshore transition*

4.2.3. Asociación de facies de *Lower shoreface*

4.2.4. Asociación de facies de *Upper shoreface*

4.2.5. Asociación de facies de *Foreshore*

4.2.6. Asociación de facies de Concentrados esqueléticos de *shoreface*

4.2.7. Asociación de facies de Concentrados esqueléticos de *offshore*

4.3. Análisis hidrodinámico de transporte y deposición

4.3.1. Introducción al análisis hidrodinámico

4.3.2. Flujos eventuales de tormenta

4.3.3. Flujos permanentes de buen tiempo

4.3.4. Flujos variables en el tiempo

4.4. Reconstrucción de los sistemas depositacionales

4.4.1. Sistema de acumulación de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas

4.4.2. Sistema de *shoreface-offshore* y su relación con los concentrados fósiles

4.5. Consideraciones finales

4.1. Análisis de facies

4.1.1. Introducción

La identificación de los distintos procesos que controlaron la sedimentación del sistema depositacional permitirá cumplir con el primer

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

objetivo planteado para este trabajo referido a poder reconstruir el sistema de acumulación y los procesos que caracterizaron la dinámica de transporte. Los procesos sedimentarios que controlan la dinámica de transporte de estos sistemas pueden ser divididos en tres escalas temporales (Niedoroda *et al.*, 1984): eventual (días), anual (años y décadas) y de tiempo geológico (centenas a miles de años). Las primeras dos escalas resultan prácticamente imperceptibles en el registro fósil debido, no solo a su tiempo de duración sino también, al potencial de preservación. Sin embargo, la identificación de aquellos procesos de transporte de sedimento que ocurren a escala de cientos a miles de años tiene mejores posibilidades si se realiza un análisis pormenorizado de los principales rasgos que caracterizan los depósitos. En base a la información recopilada durante los trabajos de campo, se realizó un análisis detallado del registro sedimentario, a partir del cual fuera posible identificar e interpretar los diferentes procesos ocurridos durante la acumulación de los depósitos estudiados. Estos procesos depositacionales y post-depositacionales fueron el principal control en la dinámica de transporte de sedimento dentro del sistema (figura 1.2). La metodología empleada para este tipo de investigación corresponde a un análisis de facies.

El análisis de facies constituye una herramienta ampliamente utilizada para el estudio tanto de sucesiones antiguas como modernas. Este análisis permite conocer y comprender de una mejor manera los procesos sedimentarios, reconstruir los sistemas de acumulación e identificar los posibles controles en la sedimentación (Reading y Levell, 1996). El análisis de facies se realizó mediante la información recopilada en el campo (más precisamente perfiles sedimentarios de distintas escalas; figura 3.2), sumada a la confección de cortes en lámina delgada a fin de realizar un análisis petrográfico detallado. El concepto de facies utilizado para este trabajo refiere a un conjunto de atributos que caracterizan a una determinada roca y que son representativos de un proceso particular bajo determinadas condiciones de sedimentación (Reading y Levell, 1996).

Para el análisis de facies se definieron 18 litofacies a partir de 3 criterios fundamentales: composición, textura y estructuras mecánicas primarias (tabla 4.1). En primera instancia, se interpretaron facies a partir del criterio composicional; quedando definidas facies mixtas (carbonáticas-silicoclásticas) y silicoclásticas. Las primeras se definieron por tener un contenido de material

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

carbonático intracuencal mayor del 20% pero menor a 80% (si la proporción fuese mayor a este valor, correspondería a una roca carbonática), mientras que aquellas con una proporción menor a 20% corresponden a facies silicoclásticas (Álvarez-Trentini y Schwarz, 2016). Las facies silicoclásticas están compuestas principalmente por componentes terrígenos extracuencales e incluyen a la gran mayoría de las facies definidas en este estudio (12 sobre un total de 18). Como aspecto a tener en cuenta, todas las facies estudiadas para el Miembro Pilmatué, incluso aquellas de composición predominantemente silicoclástica, presentan una proporción considerable de material carbonático que nunca es menor al 10%.

Para la nomenclatura de las diferentes facies se tuvo como base el “código de facies” establecido por Miall (1977, 1978), al cual se le aplicaron ciertas modificaciones que permitían una mejor adaptación al caso de estudio. Se trata de un código definido por una o dos letras mayúsculas (este último para el caso de rocas mixtas) que indican la litología dominante de la roca, seguida/s de una letra minúscula que refiere a aspectos texturales o a las estructuras mecánicas presentes (tabla 4.1).

Por razones de simplicidad y extensión, las facies sedimentarias de esta tesis serán resumidas en una tabla que reúne sus principales características diagnósticas (tabla 4.1). Para cada facies se indica su código, textura, estructura sedimentaria, geometría, contenido fósil e icnofósil y la interpretación de procesos y de las condiciones hidrodinámicas bajo las cuales se habría acumulado. A continuación se realiza una síntesis en función de la composición predominante de los principales grupos de facies identificados.

4.1.2. Facies silicoclásticas

Se trata de aquellas facies que poseen más del 80% de componentes silicoclásticos (para este caso de estudio suelen tener al menos entre un 85 y 90%). En forma adicional, las sedimentitas de estas facies poseen entre un 3 y 10% de cemento carbonático intergranular observado en lámina delgada. Los clastos terrígenos se componen principalmente de cuarzo, aunque también hay abundantes cristales de feldespatos, plagioclasas, micas, líticos volcánicos, plutónicos y sedimentarios. En forma subordinada, algunas de

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

estas sedimentitas presentan bioclastos dispersos producto de la fragmentación de valvas. El criterio de identificación principal utilizado a la hora de establecer las diferentes facies silicoclásticas fue la textura (más precisamente la granulometría), quedando definidas facies de fangolitas y areniscas (muy finas y finas). Las primeras, agrupadas como facies pelíticas, corresponden a rocas sedimentarias conformadas mayoritariamente por material clástico con diámetro menor a los 0,062 milímetros. Las facies de areniscas en cambio se componen principalmente de clastos cuya granulometría oscila entre 2 y 0,062 milímetros. Por último, se denominó facies heterolíticas a aquellas que presentan una alternancia entre capas con diferentes litologías (por ejemplo arenisca-fangolita, limolita-fangolita). Además de la clasificación textural, se utilizaron las estructuras sedimentarias mecánicas primarias presentes como segundo criterio de identificación. Otro aspecto muy tenido en cuenta para la caracterización de dichas facies, pero no como criterio de clasificación, fue el de las estructuras orgánicas, haciendo particular énfasis no en la diversidad sino en la intensidad de la bioturbación. Se definieron categorías numeradas de 0 a 6 en base al grado de bioturbación, siendo esta última la de mayor intensidad (Taylor y Goldring, 1993).

4.1.3. Facies mixtas

Se trata de rocas con importante mezcla de material de composición silicoclástica y carbonática. Poseen material intracuencal carbonático compuesto de restos bioclásticos, ooides, micrita y cemento. Los restos bioclásticos consisten en fragmentos de valvas principalmente de bivalvos, aunque también presentan placas de equinodermos, gasterópodos y/o serpúlidos. El material terrígeno tiene la misma composición que en las facies silicoclásticas, con cristales principalmente de cuarzo y de feldspatos potásicos, plagioclasas, micas, líticos volcánicos, plutónicos y sedimentarios. Para las rocas de composición mixtas también se utilizó la granulometría de los materiales esqueléticos de moda principal como primer criterio para clasificar entre areniscas, sabulitas y conglomerados mixtos (tabla 4.1). Las primeras corresponden a aquellas rocas cuyos componentes son mayoritariamente de granulometrías superiores a 0,062 e inferiores a 2 milímetros. Las sabulitas en cambio, poseen más del 25% de componentes

tamaño sábulos, es decir con tamaños mayores a 2 mm pero menores a 4 milímetros. Los conglomerados mixtos por su parte, poseen más del 25% de sus componentes de tamaño mayor a 4 milímetros. Sobre este aspecto, también se tuvo en cuenta el tamaño y proporción de otros elementos esqueletales, cuya abundancia es secundaria, como son ooides o clastos terrígenos tamaño arena o grava. Finalmente, se tomaron las estructuras mecánicas presentes como criterio de identificación de las distintas facies mixtas.

4.2. Asociaciones de facies

Una vez definidas las distintas facies presentes en los depósitos estudiados e interpretados los procesos que las generaron, se procedió al análisis de cómo dichas facies se combinan entre sí representando componentes de uno o varios sistemas de acumulación (Walker, 2006). Las asociaciones de facies corresponden a facies genéticamente vinculadas y asociadas a condiciones ambientales particulares. Dentro de cada una de dichas asociaciones se interpretó la combinación de procesos con el fin de poder asignarlas a un determinado sector del sistema de acumulación. El análisis de asociaciones de facies requirió del estudio no sólo de las facies en sí mismas, sino de las relaciones entre ellas, su geometría (cuerpos tabulares o lenticulares), su arquitectura interna (distribución tanto lateral como vertical de facies) y sus superficies limitantes (contactos netos, graduales, concordantes, erosivos). A partir de este trabajo y teniendo en cuenta estos aspectos mencionados, se definieron 7 asociaciones de facies denominadas: *Offshore* (**Of**), *Offshore transition* (**OT**), *Lower shoreface* (**LS**), *Upper shoreface* (**US**), *Foreshore* (**Fs**), Concentrados esqueletales de *shoreface* (**CS**) y Concentrados esqueletales de *offshore* (**CO**). Las primeras cinco asociaciones están integradas por facies de composición silicoclástica y fueron interpretadas como el registro de la evolución de un sistema de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas (Reading y Collinson, 1996). Se decidió conservar la nomenclatura de estas asociaciones de facies en inglés debido a que son términos muy arraigados en los modelos de facies clásicos (Galloway y Hobday, 1992; Walker y Plint, 1992; Reading y Collinson, 1996) y

cuyas traducciones al español pueden generar confusiones respecto a la posibilidad de comparación con estos modelos clásicos. Todas las asociaciones de facies mencionadas son brevemente desarrolladas a continuación. Primero se describen las características generales de las asociaciones y luego se brinda una interpretación sobre los procesos presentes y las condiciones hidrodinámicas y paleoambientales que primaban al momento de su depositación.

4.2.1. Asociación de facies de Offshore (Of)

Descripción: Esta asociación incluye facies silicoclásticas de granulometría fina y consiste principalmente en fangolitas grisáceas a verdosas, laminadas (**Fh**; tabla 4.1), las cuales frecuentemente gradan a fangolitas y limolitas masivas en paquetes granocrecientes (**Fm**; tabla 4.1; figuras 4.1A y 4.1B). En lámina delgada, las facies de Offshore, tanto fangolitas como limolitas, presentan un alto contenido de fango silicoclástico y escasa micrita que no supera el 5% de la roca (figuras 4.1C y 4.1D). Las limolitas presentan una mayor proporción de clastos tamaño mayor a 0,0039 mm (figura 4.1D). Icnogéneros como *Palaeophycus* y *Teichichnus* son frecuentemente observados en las limolitas (IB 2-3), pero en las fangolitas las trazas son difíciles de identificar por lo que el índice de bioturbación es alto (IB 4-5). También se hallaron especímenes de bivalvos con hábitos de vida infaunal (*Cucullaea* sp.; figura 4.1A y *Pinna* sp.) y semiinfaunal (*Trigonia* sp.), los cuales se encuentran dispersos dentro de las fangolitas. Suelen estar articulados y en ocasiones en posición de vida. También hay escasos restos de organismos nectónicos como amonites del género *Pseudofavrella* sp. (figura 4.1A). Esta asociación de facies constituye intervalos de entre 3 y 10 metros de espesor (figura 4.1E).

Interpretación: Esta asociación de facies es interpretada como el producto de fangos depositados por suspensión en un ambiente marino de baja energía, probablemente ubicado por debajo del nivel de base de acción de olas de tormenta (Reading y Collinson, 1996). Por otra parte los niveles limosos podrían haber sido generados por la acción de flujos que atraviesan la plataforma (Hill *et al.*, 2007; Parson *et al.*, 2007). Estos flujos altamente cargados de sedimento se deben a corrientes geostróficas presentes en la

plataforma. Otra posibilidad es que se deban a tormentas excepcionales cuyo alcance hacia el mar llegó hasta el offshore y cuya expresión distal son estos depósitos cargados de limo. Las trazas fósiles reconocibles corresponden sólo a unas pocas variedades de estructuras de alimentación y pastoreo. Si bien la información disponible no es suficiente para establecerlo, dichas estructuras podrían corresponder al sector distal de la icnofacies de *Cruziana* (Buatois y Mángano, 2011). La intensa colonización de organismos indica una abundancia significativa de oxígeno en la columna de agua, que podría deberse a la presencia de estos flujos de plataforma (figura 4.2).

4.2.2. Asociación de facies de *Offshore transition* (OT)

Descripción: Esta asociación de facies está compuesta por delgadas intercalaciones de fangolitas y areniscas, o por areniscas fangosas homogéneas. Esta asociación suele comenzar con capas heterolíticas dominadas por fango (**Hf**; tabla 4.1; figura 4.3A), correspondientes a delgadas intercalaciones de fangolitas y limolitas gruesas masivas y lenticulares, que luego comúnmente gradan a intervalos heterolíticos dominados por arena (**Ha**; figura 4.3B). En estos últimos, las fangolitas masivas alternan con areniscas muy finas en capas lenticulares de hasta 10 centímetros de espesor. Dichas areniscas presentan bases erosivas, laminación ondulítica (**Ao**) o laminación entrecruzada monticular (*hummocky*; **Ak**), y topes ondulosos (figura 4.3E). Las óndulas preservadas varían su morfología en perfil entre simétricas a levemente asimétricas (Perillo *et al.*, 2014). Los estratos con laminación entrecruzada monticular frecuentemente presentan concentraciones de bioclastos derivados de la fragmentación de valvas; los fragmentos individuales muestran un alto grado de fragmentación y una orientación preferencial con su eje mayor paralelo a la base. En cuanto a las areniscas fangosas (**Af**; figura 4.3C), su abundancia es subordinada y presentan un alto grado de bioturbación (IB 5-6). La intensidad de la bioturbación en los intervalos heterolíticos es baja a moderada (IB 2-4). La *suite* de trazas fósiles incluye *Bergaueria*, *Cylindrichnus*, *Lockeia*, *Palaeophycus*, *Planolites* y *Teichichnus* (figura 4.3D). Generalmente, esta asociación presenta un arreglo vertical granocreciente y, cuando se observa la sucesión completa, también estratocreciente (figura 4.3F).

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

Interpretación: Esta asociación se interpreta como el resultado de la alternancia entre procesos de decantación por suspensión durante condiciones de buen tiempo y la eventual depositación de sedimentos limosos gruesos y arenosos transportados por flujos combinados y oscilatorios (Bridge y Demico, 2008; figura 4.4). Estos flujos estarían asociados a flujos de retorno generados en etapas de relajación post-tormenta. La presencia de óndulas simétricas y levemente asimétricas indica que dichas corrientes habrían variado entre oscilatorios puros y combinados dominados por oscilación (Myrow y Southard, 1996; Dumas *et al.*, 2005; Perillo *et al.*, 2014), respectivamente. La agradación de dichas formas de lecho preservó una estratificación entrecruzada monticular (**Ak**). Ocasionalmente, estas corrientes habrían incorporado material bioclástico desde zonas más someras del sistema y transportado hacia el mar. El dominio de trazas fósiles de alimentación permite interpretar a la *suite* presente como una icnofacies de *Cruziana* (MacEachern *et al.*, 2007). Por su parte, las areniscas fangosas descritas, corresponden a condiciones hidrodinámicas similares a las generadoras de las facies heterolíticas (**Ha**), pero donde la colonización más intensiva del sustrato produjo la mezcla de material fangoso y arenoso, perdiendo la estratificación primaria. Esta asociación de facies refleja la acumulación de sedimentos en un sector ubicado entre el nivel de base de olas de tormenta (BOT) y el de olas de buen tiempo (BOBT) (Reading y Collinson, 1996).

4.2.3. Asociación de facies de *Lower shoreface* (LS)

Descripción: Esta asociación se encuentra mayormente compuesta por areniscas muy finas y finas con diferentes estructuras sedimentarias (figura 4.5). Son dominantes las capas amalgamadas con estratificación entrecruzada monticular y en depresiones (**Ak**; tabla 4.1; figura 4.5A), pero también pueden estar intercaladas con areniscas con laminación ondulítica (**Ao**; figura 4.5B) o masivas con alto grado de bioturbación (**Am**; figura 4.5A). En aquellos casos donde los niveles de areniscas están dominados por laminación ondulítica, se preservan topes ondulosos simétricos a levemente asimétricos (figura 4.5C) y constituyendo delgados sets (con espesores menores a 5 cm) con bases cóncavo hacia arriba. Estas areniscas también pueden presentar lentes de

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

bioclastos (con espesores de hasta 10 cm) altamente fragmentados (tamaño arena mediana a gruesa) y que principalmente derivan de valvas de ostras. En general, se encuentran asociados a la parte inferior de las asociaciones aunque también pueden estar presentes en sectores superiores. En lámina delgada, esta asociación presenta una composición casi exclusivamente silicoclástica compuesta por clastos terrígenos, principalmente de cuarzo y feldespatos, y muy escaso cemento carbonático (figura 4.5D). El grado de bioturbación varía desde muy bajo en las capas estratificadas (IB 1-2) a elevado en los niveles de areniscas bioturbadas (IB 4-5). La *suite* de trazas fósiles consiste principalmente en pistas de *Gyrochorte* (figura 4.5E), y tubos de *Ophiomorpha*. Sin embargo, estructuras de *Cylindrichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites* y *Teichichnus* pueden estar presentes de forma subordinada (figura 4.5F). Esta asociación de facies constituye cuerpos tabulares continuos (figura 4.5G) que pueden ser mapeados lo largo de varios kilómetros a lo largo del afloramiento.

Interpretación: La abundancia de estratificación entrecruzada monticular, posiblemente generadas bajo la acción de flujos combinados dominados por oscilación, indica la frecuente ocurrencia de eventos de tormenta y sus flujos de retorno post-tormenta asociados (Dott y Bourgeois, 1982; Dumas y Arnott, 2006). Durante condiciones de buen tiempo, óndulas simétricas a levemente asimétricas son generadas por la acción de las olas y preservadas (figura 4.6). En algunos casos, las capas con HCS y SCS (estratificación entrecruzada monticular y en depresiones respectivamente) amalgamadas podrían indicar una alta periodicidad de flujos de relajación post-tormenta, que erosionan las formas de lecho acumuladas durante períodos de buen tiempo entre tormentas (Dott y Bourgeois, 1982). La diversidad y abundancia de trazas fósiles es indicativa de buenas condiciones de oxigenación del sustrato. En ciertos casos la colonización por parte de organismos es muy intensa, lo cual genera la pérdida de estructura sedimentaria de los depósitos. La elevada abundancia de estructuras de *Ophiomorpha* indica que podría corresponder a una icnofacies de *Skolithos* (Buatois y Mángano, 2011). Sin embargo, la coexistencia con tubos de *Paleophycus* y *Planolites* podría sugerir que se trata más apropiadamente de una icnofacies de *Skolithos* distal (Buatois y Mángano, 2011). Esta asociación de facies representa la depositación en un sector del sistema por encima del nivel de base de acción de olas de buen tiempo (BOBT),

pero por debajo de lo que se conoce como zona de *surf* de olas que en el registro fósil se identifica como diastema de *surf* (SD) (Zhang *et al.*, 1997; Swift *et al.*, 2003; Clifton, 2006).

4.2.4. Asociación de facies de *Upper shoreface* (US)

Descripción: Esta asociación de facies está integrada por areniscas finas y areniscas mixtas, sabulíticas con estratificación entrecruzada de alto ángulo (**Ap**, **At** y **AMt**; tabla 4.1). Las estructuras sedimentarias consisten en estratificación entrecruzada planar tangencial (**Ap**) o en artesa (**At**) (figuras 4.7A y 4.7B), formando sets de hasta 0,5 metros de espesor (figura 4.7C). En ciertos casos, el tamaño de las artesas se incrementa llegando a tener varios metros de ancho (figura 4.7D). Los fragmentos de valvas se encuentran comúnmente concentrados en la base de las artesas. Los sets amalgamados de estratificación entrecruzada en artesa están separados por superficies erosivas y presentan concavidades de 2 a 5 m de ancho. Las fracciones arena y sábulo del material pueden ser puramente silicoclásticas (figura 4.7E) o una mezcla de las mismas con componentes carbonáticos (figura 4.7f). Valvas (con granulometrías de hasta grava fina a mediana) y ooides (arena mediana a gruesa) dominan entre los materiales intracuencales. Los sábulos de composición silicoclástica consisten principalmente en clastos de cuarzo y líticos ígneos (plutónicos y volcánicos). La intensidad de la bioturbación es baja (IB 1-2) y está exclusivamente compuesta por trazas de *Ophiomorpha* (figura 4.7G).

Interpretación: La asociación de facies descrita sugiere un sector del sistema depositacional dominado por corrientes marinas, netamente unidireccionales, en el cual era común la formación y migración de dunas con crestas definidas y sinuosas (figura 4.8). La gran abundancia y preservación de dunas podría asociarse a canales de depresión o de retorno dentro de un sistema de barras y depresiones (Clifton, 2006). La presencia de intervalos ricos en material carbonático sumado a los sábulos terrígenos descritos, indica un ambiente de elevada energía de olas y corrientes, asociado a una factoria carbonática cercana donde se generaban los ooides y los fragmentos esqueléticos. La elevada energía de las olas también creó un ambiente inestable y poco auspicioso para la colonización de organismos evidenciado

por el bajo grado de bioturbación (figura 4.8). Esta asociación representa un sector del sistema de acumulación por encima de la zona de *surf* de olas marcada en el registro fósil por lo que se conoce como diastema de *surf* (Zhang *et al.*, 1997; Swift *et al.*, 2003; Clifton, 2006) y por debajo del nivel medio del agua (NMA).

4.2.5. Asociación de facies de *Foreshore* (Fs)

Descripción: Esta asociación de facies está integrada exclusivamente por facies de areniscas con estratificación horizontal (tabla 4.1; figura 4.9). Sin embargo, puede presentar dos tipos de litosomas bien distintos en cuanto a su composición. En algunos casos se compone enteramente por facies de areniscas finas a muy finas de composición predominantemente silicoclástica (**Ah**; figura 4.9A). Pueden presentar capas de geometría tabular o encontrarse dispuestas en cuerpos de base cóncava hacia arriba de gran escala (puede tener hasta 10 m de ancho; figura 4.9B). En otras secciones, fue identificada con una composición mixta de areniscas con gran contenido de material esquelético y sábulos terrígenos (**AMh**; figura 4.9C). Estos depósitos fueron identificados solo en los sectores más australes del área de estudio, sobreyaciendo a las facies de *Upper shoreface* (figura 4.9D). Si bien dominan la estratificación horizontal o de bajo ángulo, también subordinadamente pueden presentar laminación entrecruzada en pequeños sets de hasta 10 cm y algunos rasgos de deformación sinsedimentaria (figura 4.9E). En aquellos casos donde las capas presentan bases cóncavas, coincidentes con el registro de composición silicoclástica, la estratificación horizontal copia dicho relieve rellenando la depresión concordantemente. Aquellos casos donde los depósitos presentan una geometría tabular, las capas se disponen inclinadas en una estructura de *foreset* (con inclinaciones entre 2-15°) intercalando con facies de areniscas silicoclásticas. Esta disposición de los depósitos será desarrollada con mayor detenimiento en capítulos siguientes (capítulo 6). No se encontraron estructuras sedimentarias orgánicas, por lo que la asociación presenta un grado de bioturbación nulo (IB=0). Sin embargo, son frecuentes los fragmentos pequeños de restos vegetales (figura 4.9F).

Interpretación: Esta asociación de facies se interpreta como la acumulación de sedimento bajo condiciones de alto régimen de flujo. Esto

genera la preservación de capa plana de alto régimen producto de los procesos de saca y resaca de las olas (Masselink y Puleo, 2006; figura 4.10). Las estructuras de deformación también indican un ambiente de alta energía y turbulencia así como la falta de bioturbación que sugiere condiciones de elevado *stress* para la colonización de organismos (MacEachern y Pemberton, 1992). Las estructuras entrecruzadas de pequeña escala representan la migración de óndulas asimétricas asociadas a disminuciones en la velocidad del flujo. La geometría cóncava hacia arriba podría representar la preservación de canales intermareales someros relativamente perennes que se generaban sobre la playa con el ingreso de agua producto del oleaje. La acumulación de material esquelético y gravoso en ciertos momentos del *foreshore* podría deberse a relaciones laterales o temporales de cambio en la disponibilidad de material. Esta asociación de facies representa un sector del sistema ubicado por encima del nivel medio del agua (NMA) donde ocurrían procesos de saca y resaca de olas (Reading y Collinson, 1996).

4.2.6. Asociación de facies de Concentrado esquelético de *shoreface* (CS)

Descripción: Esta asociación de facies comprende delgadas capas (hasta 30 cm de espesor) caracterizadas por bases erosivas y la concentración de material bioclástico y silicoclástico de granulometría arena, sábulo y grava fina (figura 4.11A). Estas sedimentitas corresponden a las facies de sabulitas mixtas (**SMh** y **SMt**; tabla 4.1), que pueden tener estratificación entrecruzada en artesa en sets de hasta 20 cm, o estratificación horizontal con el material bioclástico orientado paralelo a la estructura. También pueden presentar dunas simétricas 2D (*sensu* Perillo *et al.*, 2014) preservadas en los techos (figura 4.11B). Las facies que constituyen esta asociación corresponden a material arenoso y ooides de tamaño arena fina a mediana (figuras 4.11C y 4.11D), junto con clastos sabulíticos de composición silicolástica, que en muchos casos pueden ser líticos de igual composición que los depósitos infrayacentes (figura 4.11E), y bioclastos de hasta 5 mm de largo. Los restos esqueléticos presentan un moderado grado de fragmentación y derivan de bivalvos endobentónicos y epibentónicos. Asociados al tope de la asociación, se encontraron restos de bivalvos articulados con un grado de fragmentación mucho menor a los previamente descritos. Estos restos corresponden

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

principalmente a *Trigonia sp.*, y en menor medida *Cucullaea sp.* (figura 4.11F), que en muchos casos se encuentran perforadas por tubos de *Gastrochaenolites* (figura 4.11G).

Interpretación: El truncamiento de los depósitos infrayacentes (en general correspondientes a la asociación de facies de *Upper shoreface*), junto con la concentración en ellos de partículas sabulíticas, sugiere que estos concentrados esqueléticos están relacionados al retrabajo y retransporte de arenas depositadas previamente. Así, son interpretados como el resultado de la erosión del *shoreface* por parte de las olas durante un ascenso relativo del nivel del mar (figura 4.12), conocidos como residuos transgresivos (Cattaneo y Steel, 2003). Durante la generación del residuo, el fondo marino que contiene valvas habría sido intermitentemente cubierto por dunas de corriente asociadas a flujos unidireccionales y/o moldeado con dunas simétricas. Las mismas se habrían originado por el pasaje de flujos combinados dominados por oscilación (Dumas *et al.*, 2005).

4.2.7. Asociación de facies de Concentrado esquelético de *offshore* (CO)

Descripción: Esta asociación consiste en dos facies conglomerádicas de composición mixta, con gran cantidad de material esquelético, que se vinculan verticalmente (figura 4.13A). La primera consiste en conglomerados mixtos arenosos (**CMa**; figura 4.13B) y se compone principalmente de restos esqueléticos, ooides y cemento carbonático. Por encima de esta facies, concordantemente apoya la de conglomerados mixtos fangosos (**CMf**; figura 4.13C). Por el lado de las primeras, el material esquelético consiste en valvas de bivalvos en dos modalidades diferentes: una de valvas con moderado a alto grado de fragmentación y con una granulometría que varía entre 0,5 y 1 mm (figura 4.13B). La modalidad secundaria consiste en valvas con bajo grado de fragmentación y tamaños de hasta 5 cm de largo. Se trata de conchillas recristalizadas de diferentes géneros de bivalvos como *Cucullaea sp.*, *Pinna sp.* y *Trigonia sp.*, así como también placas de equinodermos (figura 4.13D), que no presentan una orientación preferencial dentro de la capa. Las valvas presentan algunos rasgos de bioerosión sobre las valvas de mayor tamaño donde se reconocieron perforaciones de 0,1 a 0,2 cm de diámetro pertenecientes al icnogénero *Gastrochaenolites* (figura 4.13E). Además, esta

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

facies tiene escasos ooides cuya granulometría corresponde a arena mediana. Por el lado de los componentes terrígenos se diferencia una matriz de fango y arena muy fina y material gravoso (figura 4.13F). Este último posee una granulometría entre sábulo a grava fina. La proporción de arena disminuye hacia el tope de la facies, volviendo la matriz más rica en limo y fango. Esta facies posee una estructura masiva y en muchos casos, presenta dunas preservadas en el tope, de geometría simétrica 2D de crestas rectas, paralelas con longitudes de onda promedio de 50 cm y amplitudes de 10 centímetros.

Por el lado de las facies de conglomerados mixtos fangosos (**CMf**) se trata de rocas mixtas donde los componentes de composición intracuencales consisten principalmente en valvas de ostras articuladas, con un grado de fragmentación muy bajo y cuyos tamaños varían entre pocos centímetros hasta ejemplares de 15 cm de largo. También son muy abundantes los restos de bivalvos de *Cucullaea sp.*, *Mytilus sp.*, *Trigonia sp.* y *Pinna sp.*, así como también bioclastos de serpúlidos, gasterópodos y placas de equinodermos. Estos restos presentan una excelente preservación encontrándose articulados, con muy bajo grado de fragmentación y en muchos casos, en posición de vida (figura 4.13C). Otro rasgo importante identificado en las valvas de mayor tamaño es la bioerosión por perforaciones tubulares de hasta 0,1 cm de diámetro correspondientes al icnogénero *Gastrochaenolites*. Todo este material esquelético se encuentra inmerso en una matriz fangosa (figura 4.13G). La misma se compone en su mayoría de micrita aunque también posee una fracción subordinada de fango silicoclástico (figura 4.13H). La porción terrígena también incluye escasos clastos tamaño limo a arena muy fina. Esta facies presenta una estructura masiva.

Interpretación: La muy mala selección del material sumado a la moderada a baja fragmentación de la facies de conglomerados mixtos arenosos (**CMa**) lleva a pensar que se trata del retrabajo y mezcla de sedimentos previamente depositados con otros sincrónicos. El hecho de que muchas de las valvas se encuentren articuladas y poco fragmentadas, y los ooides se encuentren moderadamente fragmentados sugiere que los materiales pudieron no haber sido transportados desde sectores alejados sino que ya se encontraban en el sistema previamente y fueron retrabajados constituyendo una asociación para autóctona (Kidwell *et al.*, 1986). Por otro lado, los techos ondulosos representan la preservación de dunas simétricas producto de la acción de

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

flujos combinados con una fuerte componente oscilatoria (Dumas *et al.*, 2005), los cuales habrían moldeado el lecho posiblemente durante periodos de tormenta. Las facies ubicadas por encima (**CMf**) se habrían generado bajo procesos de decantación en un ambiente de muy baja energía y bajo aporte sedimentario. La asociación de facies de Concentrados esqueletales de *offshore* representa la sedimentación en un sector de *offshore* distal asociado a periodos de ascenso relativo del nivel del mar (figura 4.14). Esta interpretación se basa en la asociación vertical de facies de retrabajo del sustrato (**CMA**) que pasan a facies profundas con bajo aporte de material terrígeno (**CMf**).

4.3. Análisis hidrodinámico de transporte y depositación

4.3.1. Introducción al análisis hidrodinámico

El análisis de facies y asociaciones de facies permite interpretar, a partir del registro sedimentario, los principales procesos que tuvieron lugar en el sistema de acumulación. La evaluación de los procesos físicos sedimentarios individuales que dominan un sistema, así como también su interacción entre sí, se conoce como hidrodinámica de transporte (Greenwood y Davis, 1984). El análisis hidrodinámico constituye un elemento crucial para la reconstrucción y el refinamiento de modelos sedimentarios.

Durante las últimas dos décadas, las mejores tecnológicas y de infraestructura en los laboratorios, han permitido reconstruir las condiciones naturales mediante simulaciones controladas bajo determinados parámetros. Estos parámetros pueden agruparse en tres grandes grupos: variables del flujo (profundidad del agua, velocidad unidireccional, velocidad oscilatoria, período de oscilación), variables del líquido (densidad y viscosidad) y variables del sedimento (granulometría y densidad) (Kleinhans, 2005).

A partir de este tipo de experimentos se han logrado reproducir las condiciones de formación y estabilización de diferentes formas de lecho encontradas frecuentemente en sistemas naturales. Estos rangos de estabilidad de las diferentes formas de lecho son representados mediante diagramas de fase donde se mantienen fijos ciertos parámetros para mostrar cómo varían otros (Arnott y Southard, 1990; Myrow y Southard, 1990; Duke *et*

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

al., 1991; Dumas *et al.*, 2005; Kleinhans, 2005; Sekiguchi *et al.* 2008; Perillo *et al.*, 2010; Perillo *et al.*, 2014). Los diagramas de fase pueden ser utilizados para dos propósitos diferentes: para predecir las formas de lecho generadas bajo condiciones de flujo y sedimento conocidas o para reconstruir las condiciones de flujo que generaron determinadas formas de lecho preservadas en el registro (Kleinhans, 2005). Los diagramas de fase presentan ciertas limitaciones a la hora de ser aplicados a lo que sucede en sistemas naturales (tanto modernos como del registro fósil) y existen varios aspectos que aún no han sido completamente comprendidos (Quin, 2011; Tinterri, 2011). A pesar de ello, los diagramas de fase constituyen una herramienta fundamental para realizar aproximaciones hidrodinámicas, mediante su comparación con las estructuras sedimentarias y formas de lecho preservadas en el registro fósil.

Para comparar las formas de lecho preservadas en los depósitos estudiados para la parasecuencia PS400 con simulaciones de laboratorio, se tuvieron en cuenta una serie de parámetros morfológicos obtenidos a partir de la medición de elementos geométricos de las formas de lecho/estructuras sedimentarias (figura 4.15). Estos elementos geométricos corresponden al índice de óndula, índice de simetría, índice de redondez, la geometría en planta y en perfil. Otro aspecto a tener en cuenta fue la granulometría del sedimento debido a que los experimentos realizados son para tamaños constantes de arena fina a mediana. Se utilizó la clasificación de Perillo *et al.*, (2014), para la determinación de las distintas fases (figura 4.16).

Los índices estimados son el producto de la relación entre determinados parámetros como se muestra a continuación: la longitud de onda, amplitud, cara de barlovento y sotavento, y la longitud de onda medida entre la cresta y la mitad de la amplitud en la cara de sotavento ($\lambda_{0,5s}$). Las fórmulas de los índices utilizados son las siguientes (Collinson *et al.*, 2006):

-Índice de óndula (IO)= λ / μ

-Índice de simetría (IS)= λ_b / λ_s

-Índice de redondez (IR)= $\lambda_{0,5s} / \lambda_s$

,donde λ es la longitud de onda de la ondula, μ es su amplitud, λ_b es la longitud de la cara de barlovento y λ_s es la longitud de la cara de sotavento (figura 4.15).

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

La interpretación hidrodinámica de las formas de lecho a partir del registro fósil siempre es cualitativa, caracterizando los diferentes agentes de transporte que intervienen y cómo influyen sobre el sustrato. La caracterización cuantitativa de procesos sedimentarios es posible en los sistemas actuales, donde mediante herramientas de medición y cálculos físicos o matemáticos, es posible estimar las propiedades físicas que presentan los procesos sedimentarios.

En ciertos casos se pudo observar preservada la vista en planta de las formas de lecho, lo cual permitió evaluar la continuidad y sinuosidad de las crestas. Para la interpretación de las formas de lecho, las geometrías 2,5D y 3D fueron consideradas como formas 3D debido a su elevada tridimensionalidad (*sensu* Perillo *et al.*, 2014):

- Formas de lecho 2D: crestas rectas y continuas.
- Formas de lecho 2,5D: crestas rectas y discontinuas, o sinuosas y continuas.
- Formas de lecho 3D: sinuosas y discontinuas.

Las formas de lecho identificadas pueden ser agrupadas en tres grandes grupos, teniendo en cuenta la naturaleza del flujo dominante durante su generación. Aquellas donde el movimiento del flujo es puramente oscilatorio (figura 4.17), lo cual para un sistema de *shoreface-offshore* indica la acción únicamente de las olas. Este grupo de formas de lecho constituyen las ondulas simétricas bidimensionales y tridimensionales (**OS2D** y **OS3D**; figura 4.16; Perillo *et al.*, 2014) y las dunas simétricas tridimensionales (**DS3D**; figura 4.16; Perillo *et al.*, 2014). Otro grupo corresponde a aquellas formas de lecho generadas por flujos exclusivamente unidireccionales (figura 4.17), como son las corrientes longitudinales y de retorno, definidas como ondulas y dunas de corrientes, tridimensionales (**OC3D** y **DC3D**; figura 4.16; Perillo *et al.*, 2014). Estas últimas fueron interpretadas en base a sus estructuras sedimentarias (estratificación entrecruzada planar y en artesa), ya que no preservaron sus formas de lecho al tope. Por último, se identificaron un grupo de formas de lecho generadas por la combinación entre flujos oscilatorios y unidireccionales (figura 4.17), las que se conocen como formas de lecho de flujo combinado. Estas formas de lecho consisten en ondulas simétricas tridimensionales (**OS3D**), ondulas asimétricas tridimensionales (**OA3D**), dunas asimétricas

tridimensionales (**DA3D**) y en ciertos casos a dunas simétricas tridimensionales (**DS3D**) (figura 4.16; Perillo *et al.*, 2014).

Estos flujos interpretados a partir de las formas de lecho pueden ser agrupados en cuanto a sus componentes de velocidad (oscilatorios, combinados y unidireccionales), pueden ser interpretados y reagrupados en base a su origen e influencia en el sistema depositacional. En ese sentido, los flujos asociados a la acción de olas en estos sistemas de *shoreface-offshore* fueron divididos en eventuales, permanentes y variables en el tiempo.

4.3.2. Flujos eventuales de tormenta

Las olas constituyen un agente de transporte sumamente influyente en los sistemas marinos someros, aún más en aquellos dominados por olas (Davidson-Arnott, 2010). La dinámica de olas es muy sensible a las condiciones meteorológicas, alternando en sus características según se trate de condiciones “normales” o de tormenta. Las primeras constituyen las condiciones más frecuentes y se caracterizan por las olas de buen tiempo, mientras que las tormentas representan condiciones meteorológicas eventuales en términos de su ocurrencia en el tiempo. Durante los períodos de tormenta, se genera el incremento no sólo de las velocidades de flujo de las olas sino de sus períodos de oscilación. Como parte de la relajación de estos procesos de tormenta, grandes masas de agua retornan hacia el mar desde el continente (*setdown*), y con ello parte del sedimento acumulado en sectores someros es retransportado a hacia el mar (Niedoroda *et al.*, 1985; Wright *et al.*, 1991). La interacción entre las olas y estos flujos unidireccionales dirigidos hacia el mar genera una dinámica de transporte combinado (Arnott y Southard, 1990; Myrow y Southard, 1996; Myrow *et al.*, 2002). En general existe un consenso en definir a los flujos combinados como aquellos que involucran la combinación de flujos unidireccionales y oscilatorios. Los flujos combinados se conforman de cuatro componentes: 1) velocidad unidireccional 2) velocidad oscilatoria 3) velocidad multidireccional rotativa 4) velocidad multidireccional aleatoria (Tinterri, 2011). Este tipo de flujos ha sido ampliamente estudiado en las últimas décadas debido a su relación con los procesos de tormenta que generan estructuras sedimentarias como la estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* y/o de tipo *swaley* (Dott y

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

Bourgeois, 1982; Greenwood y Sherman, 1986; Notvedt y Kreisa, 1987; Arnott y Southard, 1990; Duke *et al.*, 1991; Myrow y Southard, 1996; Myrow *et al.*, 2002; Dumas y Arnott, 2006).

El *Offshore transition* representa uno de los sectores más dinámicos en términos hidrodinámicos y donde tienen gran influencia los flujos combinados (Reading y Collinson, 1996). Esto se debe a que batimétricamente representa el sector entre el nivel de base de olas de tormenta y de buen tiempo (ver sección 4.2.2). Durante condiciones de buen tiempo, el *Offshore transition* está fuera del rango de acción de las olas por lo que su sedimentación se limita a procesos de decantación de material fino (Reading y Collinson, 1996). Durante las tormentas, las olas comienzan a influir sobre el sustrato y los flujos combinados de tormenta distribuyen y acumulan sedimento arenoso traído desde el continente. Los litosomas resultantes de esta dinámica corresponden a depósitos alternantes o de mezcla entre material pelítico y arenoso (figuras 4.3A y 4.3B). Esto permite discernir claramente entre la sedimentación durante condiciones de buen tiempo y de tormenta. Estudios realizados durante condiciones de tormenta en sistemas actuales han demostrado que las formas de lecho preservadas se generan durante el período de debilitamiento de la misma (*wanning phase*) donde las velocidades de flujo son menores y se deposita el sedimento que aún permanecía en suspensión (Greenwood y Sherman, 1986; Héquette y Hill, 1993).

Se interpretaron, desde el punto de vista hidrodinámico, las facies identificadas para los depósitos de la parasecuencia PS400. Más precisamente, se analizaron las diferentes formas de lecho preservadas al tope de los niveles arenosos que integran las facies heterolíticas de *Offshore transition* (**Hf** y **Ha**). Desde el punto de vista de las condiciones hidrodinámicas de su formación, se encontró que no todas respondían a las mismas fases, sino que podían ser óndulas simétricas 3D (**OS3D**) u óndulas asimétricas 3D (**OA3D**) (figura 4.17). Se ha comprobado en laboratorios que para flujos combinados, el descenso de sus componentes de velocidad (oscilatoria y unidireccional) no siempre es simultáneo (Myrow y Southard, 1996), sino que hay un tiempo diferencial entre una y la otra. Esta situación se cumple siempre y cuando, el tiempo de desaparición entre ambas componentes supere el que necesita la óndula para alcanzar el equilibrio, lo cual puede dejar

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

estructuras puras de oscilación o de corriente (Myrow y Southard, 1990). Si se tiene en cuenta la presencia de fases de óndulas simétricas y asimétricas como el resultado de la evolución del flujo combinado, se deduce que el debilitamiento de ambas componentes no es simultáneo sino que una se detuvo antes que la otra.

Este tipo de evolución del flujo de tormenta basado en sus componentes de velocidad tiene relación directa con los procesos de control. Los flujos de relajación de las tormentas pueden estar asociados a controles secundarios como son las corrientes geostróficas, los flujos gravitatorios y la oscilación de las olas de tormenta (Myrow y Southard, 1996). Todos estos flujos conviven en mayor o menor medida durante períodos de tormenta y evolucionan de manera diferente entre sí. Si bien todas las óndulas encontradas al tope de las capas arenosas del *offshore transition*, sobreimpuestas a niveles arenosos con HCS, corresponden a óndulas de flujo combinado, es posible realizar una diferenciación en base a su simetría (figura 4.18). Aquellas óndulas simétricas (**OS3D**) podrían haberse asociado a condiciones de mayor influencia de las olas donde la componente oscilatoria fue mayor y/o prevaleció durante un período más prolongado que la unidireccional en la etapa de debilitamiento del flujo. En cambio, aquellas óndulas asimétricas (**OA3D**), podrían vincularse a procesos geostróficos o de flujos densos que ejercieron influencia sobre la evolución de los flujos de tormenta (figura 4.18). En ese sentido, la influencia de flujos densos asociados puede estar relacionada con el gradiente de la costa. Un elevado gradiente facilita el movimiento gravitacional del sedimento lo cual favorece la persistencia de corrientes densas unidireccionales que se sobre imponen a flujos de relajación. Sin embargo, la ausencia de evidencias de procesos gravitacionales lleva a pensar que las corrientes geostróficas generadas durante períodos de tormenta (Myrow y Southard, 1996), pudieron haber sido una causa más factible para este caso de estudio. En zonas profundas del sistema asociadas a la plataforma, los flujos geostróficos ejercen un importante control sobre la dirección de transporte de sedimento (Héquette y Hill, 1993).

4.3.3. Flujos permanentes de buen tiempo

Los procesos asociados a las olas de buen tiempo constituyen la dinámica de transporte base de los sistemas marinos someros dominados por olas. Estas condiciones son constantes a excepción de eventos puntuales correspondientes a fenómenos de tormenta. En ese sentido, los flujos asociados a olas (“*wave-driven currents*” *sensu* Kleinhans, 2002), conforman significativos mecanismos de transporte de sedimento. Es por ello que el análisis hidrodinámico de aquellas formas de lecho generadas por flujos permanentes brinda información sobre las condiciones más frecuentes en la dinámica de transporte.

El análisis de las formas de lecho y/o estructuras sedimentarias preservadas en los depósitos de *Lower shoreface* mostró una variabilidad importante de las condiciones de flujo. Se interpretaron formas de lecho correspondientes a óndulas simétricas 3D (**OS3D**), óndulas asimétricas 3D (**OA3D**), óndulas de corriente 3D (**OC3D**). El espectro definido por las formas de lecho de **LS** es muy amplio y fue interpretado fundamentalmente como flujos combinados. Dichos flujos combinados podían estar dominados por oscilación (**OS3D**), por corrientes (**OC3D**) o constituir una transición entre ambos extremos donde no es tan sencillo distinguir un dominio (**OA3D**).

La variabilidad identificada en la naturaleza de los flujos generadores de formas de lecho en el **LS** muestra la compleja dinámica de transporte que presentaba este sector. Esto se debe a una serie de procesos que tienen lugar en este sector como son las olas infragravitacionales, las corrientes de densidad, la interacción de las olas y las corrientes en el fondo y la interacción de las olas y los vientos en la parte superior de la columna de agua (Kleinhans, 2002).

Por otro lado, se analizaron las formas de lecho asociadas a los depósitos de *upper shoreface* y de los concentrados esqueléticos de *shoreface*. Las formas de lecho correspondientes a óndulas y dunas de corriente (**OC3D** y **DC3D**), interpretadas a partir de la preservación de estructuras sedimentarias típicas de este grupo, se encuentran exclusivamente asociadas a las asociaciones de facies de **US** y **CS**, donde las corrientes longitudinales y de retorno eran dominantes en la dinámica de transporte (figura 4.16). La influencia de estas corrientes es tan elevada debido a su velocidad, que

oblitera todo tipo de indicio de oscilación de las olas. Esto indica que las velocidades de corrientes debieron ser en promedio superiores a los 20 cm/s para mantenerse en el rango de estabilidad de las formas de lecho de corriente (Perillo *et al.*, 2014). La acción de las olas y la generación de corrientes inducidas por olas como son las corrientes longitudinales, representan uno de los principales controles sobre la dinámica de transporte de sedimento del sistema.

4.3.4. Flujos variables en el tiempo

El diseño vertical de las sucesivas estructuras sedimentarias y formas de lecho permite interpretar cómo evolucionaron los flujos en el tiempo. Se evaluó la relación vertical de las diferentes estructuras y formas de lecho identificadas en la asociación de facies de concentrados esqueléticos de *shoreface* (**CS**) y su relación con la evolución hidrodinámica asociada (figura 4.19). Esta asociación no solo muestra facies asociadas a flujos de corrientes (ver sección 4.3.3), sino que su diseño vertical es más complejo. Las facies de **CS** presentan una base erosiva que trunca los depósitos infrayacentes y donde se concentra gran cantidad de material sabulítico. Por encima se desarrollan las mencionadas facies con estratificación entrecruzada en artesa (**SMt**), que culminan con dunas simétricas (**DS3D**) preservadas en los topes (figura 4.11A). Hidrodinámicamente estas estructuras se generan por flujos de naturaleza muy diferente, lo cual marca que la naturaleza de los flujos varía en el tiempo. Las facies de **SMt** responden a la migración de dunas asimétricas producto de corrientes unidireccionales mientras que los topes simétricos se moldearon por el paso de flujos combinados con una componente oscilatoria (figura 4.19; Perillo *et al.*, 2014). Esta variación hidrodinámica de flujos que pasan de ser erosivos en la base, a unidireccionales con acumulación asociada y luego a flujos combinados dominados por oscilación indica una disminución en la velocidad de flujo relacionado con un aumento en la batimetría que modifica el comportamiento de las olas. Este aumento en la profundidad interpretado a partir de un cambio en la naturaleza de los flujos, tiene implicancias paleoambientales y estratigráfico secuenciales que serán discutidas en apartados siguientes.

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

Este análisis hidrodinámico realizado permite vincular las formas de lecho preservadas con aquellas generadas por simulaciones de laboratorio y así poder realizar estimaciones sobre las condiciones de flujo durante su generación. La comparación de las formas de lecho permite establecer rangos aproximados de las velocidades de flujo, partiendo desde la premisa de que dichos valores corresponden a promedios en el tiempo, lo suficientemente estables para su preservación en el registro.

4.4. Reconstrucción del sistema de acumulación

Mediante el análisis de facies y asociaciones de facies, se pudieron identificar los principales procesos que controlaban la dinámica del sistema de acumulación de la PS400. Estos procesos sedimentarios, que a su vez fueron reevaluados desde el punto de vista hidrodinámico de sus flujos, indican que los depósitos estudiados se acumularon en un sistema marino somero, pero además permiten realizar inferencias sobre qué tipo de sistema marino somero se trataba. Existen una gran cantidad de sistemas marinos someros distribuidos en diversas latitudes del mundo. Estos ambientes de transición entre el mar y el continente son fuertemente controlados por las olas, los vientos, las mareas y las tormentas, aunque hacia los sectores distales asociados a la plataforma comienzan a influir fenómenos de corrientes marinas, grandes tormentas y flujos turbidíticos.

Los depósitos estudiados para la parasecuencia PS400 del Miembro Pilmatué, presentan un marcado dominio de procesos de olas y tormentas. La abundancia de estructuras sedimentarias de olas, sumadas a la presencia de depósitos generados por flujos de tormenta, clásicamente definidos como “tempestitas” (Dott y Burgeois, 1982; Swift *et al.*, 1983; Myrow y Southard, 1996, entre muchos otros), son los principales aspectos que permiten establecer el dominio de olas de buen tiempo y de tormenta en dichos depósitos. Además, la forma, diversidad y distribución de las diferentes estructuras orgánicas preservadas, sugieren el dominio de las olas en la sedimentación del sistema. Si bien los procesos de olas y tormentas son mucho más importantes en las zonas asociadas a la costa, también influyen

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

sobre lo que ocurre en los sectores proximales de la plataforma (sector proximal del *offshore*). Las icnofacies establecidas presentan una distribución espacial clásica que responde a los modelos definidos por MacEachern et al. (1999) y que caracterizan un ambiente marino de sustrato blando, típico de sistemas de playas arenosas. Se pudieron definir dos grupos de icnofacies principales: *Cruziana* y *Skolithos*.

Se reconstruyeron dos sistemas de acumulación similares desde el punto de vista de sus procesos dominantes pero con particulares diferencias en las condiciones de sedimentación que se ven reflejadas en el registro sedimentario preservado: uno de ellos para condiciones regresivas del sistema y otro para condiciones transgresivas.

4.4.1. Sistema de acumulación de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas

Los modelos clásicos realizados para el registro de sistemas marinos someros dominados por olas y tormentas consisten en una sucesión somerizante de facies (Middleton, 1973). Este modelo sigue lo establecido por la Ley de *Walther* donde el arreglo vertical de facies representa cambios laterales de paleoambientes. La sucesión resultante muestra un pasaje de asociaciones de facies de *offshore-shoreface-foreshore-backshore* (figura 4.20), en donde hacia el continente del sector de *backshore* encontramos sistemas de acumulación que responden netamente a mecanismos de sedimentación continental. Esta terminología no es unificada sino que varía según los autores, debido al enfoque principal buscado. El *Offshore* corresponde al sector proximal de la plataforma mientras que, el *Shoreface* representa los depósitos submareales de la costa y el *Foreshore* y *Backshore* los depósitos inter a supramareales.

Comenzando por los sectores distales de los depósitos estudiados para el Miembro Pilmatué, el *Offshore* (**Of**) se caracteriza por la sedimentación de fangos y limos en un ambiente de baja energía con procesos de decantación. Si bien se trataba de un ambiente con poca agitación de la columna de agua, la llegada de esporádicos flujos geostróficos de plataforma (figura 4.20), cargados de sedimentos arenosos, permitían la oxigenación y por ende la colonización del fondo por parte de microorganismos (foraminíferos y radiolarios), y fauna de

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

bivalvos infaunales y semiinfaunales junto con organismos nectónicos como ammonites habitaban en el **Of**.

Inmediatamente hacia el continente, el sector de *Offshore transition* (**OT**), se encontraba dominado por una alternancia entre dos configuraciones distintas. Durante períodos de buen tiempo, tenía lugar la decantación de sedimentos fangosos mientras que durante períodos de tormenta, flujos de relajación (Hequette y Hill, 1993) que viajaban hacia el mar, transportaban sedimentos arenosos/limosos desde zonas someras. Estos flujos que viajaban por el fondo, moldeaban el sustrato generando formas de lecho monticulares pequeñas (ver sección 4.3.3; figura 4.20). Durante las tormentas, se incrementa la intensidad de las olas y por lo tanto su capacidad de afectar el lecho, además de que se incrementa la intensidad de los flujos unidireccionales tanto hacia el continente como longitudinales (Dumas y Arnott, 2006).

El análisis de las formas de lecho preservadas en el techo de los niveles de tormenta en el **OT** (ver sección 4.3.2), permitió establecer la dinámica evolución que los flujos de tormenta podían adquirir. Durante una tormenta gran cantidad de agua superficial es transportada hacia el continente la cual regresa al mar como un flujo de relajación. Dichos flujos de relajación tienen un movimiento unidireccional que al combinarse con la acción de las olas genera lo que se conoce como flujos combinados (Arnott y Southard, 1990; Myrow y Southard, 1996; Myrow *et al.*, 2002). Las componentes de oscilación y corriente que componen los flujos de combinados no siempre evolucionaban de la misma forma y ello podía estar asociado a la influencia de factores secundarios como la acción de las olas y los flujos geostróficos.

Los depósitos arenosos de **OT** eran intensamente colonizados post-tormenta por comunidades bentónicas que, en ciertos casos, llegaban a homogenizar completamente el sedimento en una mezcla masiva de fango y arena. La *suite* de trazas identificada presenta una elevada diversidad y en general un moderado a alto grado de bioturbación. Estas corresponden a la icnofacies de *Cruziana* y se caracterizan por ser trazas pequeñas, mayormente horizontales (aunque también hay verticales u oblicuas), que reflejan la acumulación de detritos orgánicos en el sedimento bajo condiciones de moderada a baja energía (Buatois y Mangano, 2011). Los organismos

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

productores de este tipo de trazas varían entre artrópodos, bivalvos, gasterópodos y equinodermos.

Por encima del nivel donde las olas de buen tiempo comienzan a afectar el sustrato se ubica el *shoreface* (Nichols, 1999). El *shoreface* ha sido definido como el sector de la costa dominado por olas y tormentas (Dalrymple *et al.*, 1992; Cowell, 1999). Mientras las olas se mueven hacia el continente, se reduce la profundidad del agua y esto genera que comiencen a interactuar con el fondo. Para el caso estudiado, la parte inferior del *shoreface* (*lower shoreface*), corresponde al sector donde las olas que se aproximaban a la costa generando óndulas simétricas a levemente asimétricas. Cuando la profundidad del agua es la mitad de la amplitud de la ola ($D=L/2$), la ola comienza a perder su forma orbital de movimiento (Clifton, 2006). A medida que la ola entra en sectores de menor profundidad, se da el proceso de aproximación de la ola a la costa (*wave shoaling*), el cual consiste en el cambio de geometría de simétrica a asimétrica con un incremento de la amplitud y pendiente de la ola y la disminución de su velocidad y longitud de onda (Clifton, 2006), lo cual se ve reflejado en el cambio de morfología de las óndulas desarrolladas en el fondo. Esto genera que la velocidad de movimiento hacia el continente sea mayor que en el sentido contrario, lo cual resulta en un transporte de sedimento hacia la playa. Las facies identificadas indican que esta dinámica era interrumpida por eventos de tormenta donde el pasaje de flujos combinados dominados por oscilación generaba estructuras monticulares de mayor escala respecto a las mencionadas en el *Offshore transition* (figura 4.20). Todo este sector se encontraba intensamente colonizado por diversos organismos que dejaban trazas correspondientes tanto a la *suite* de *Cruziana* como a la de *Skolithos*, por lo que se ha definido como una icnofacies de transición denominada *Skolithos* distal (MacEachern *et al.*, 2007; Buatois y Mángano, 2011). La icnofacies de *Skolithos*, se caracteriza por un dominio de formas verticales simples o en forma de “U” con tamaños mayores respecto a las de *Cruziana*.

En la parte superior del *shoreface* (*Upper shoreface*), la ola se vuelve cada vez más asimétrica a medida que se acerca a la costa hasta que su pendiente es tan alta que no logra mantener el tipo de movimiento elíptico y “rompe” pasando a un movimiento unidireccional (Clifton, 2006). Esto se evidencia por

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

la presencia de dunas asimétricas cuya migración deja como registro facies con estratificación entrecruzada planar o en artesa (ver sección 4.2.4). El sector donde este fenómeno ocurre es conocido como zona de *surf* con altas condiciones de energía, en donde tienen lugar altas velocidades de flujo (ver sección 4.3.2), producto del pasaje de flujos unidireccionales (figura 4.20). En el registro fósil, el contacto entre el *Lower shoreface* (**LS**) y el *Upper shoreface* (**US**), marca la base de la zona de *surf*. Esta superficie se denomina diastema de *surf* y ha sido ampliamente estudiada (Zhang *et al.*, 1997; Swift *et al.*, 2003; Clifton, 2006). La diastema de *surf* es un contacto erosivo que se evidencia por un incremento en la granulometría de los depósitos (Swift *et al.*, 2003) y cuyas características están controladas por el comportamiento de las olas. La presencia de dicha superficie indica un buen desarrollo de la zona de rompiente de olas y si bien es el caso más común identificado, en ciertas ocasiones está ausente y el pasaje entre el **LS** y el **US** es gradual.

Por otro lado, los flujos unidireccionales interpretados previamente a partir de las facies (ver sección 4.2.4), y analizar hidrodinámicamente las estructuras sedimentarias y formas de lecho preservadas (ver sección 4.3.1) indican la presencia corrientes longitudinales que migraban oblicuas a la línea de costa en un ángulo que no superaba los 30° (figura 4.20). A medida que las olas llegan a la costa, generan dos tipos de corrientes: paralelas/subparalelas a la costa (corrientes longitudinales) y perpendiculares a la misma (Clifton, 2006), que viajan hacia el mar disipándose dentro del *shoreface* (corrientes de retorno).

Las corrientes longitudinales se originan por variaciones en la altura de las olas (Davidson-Arnott, 2010). Cuando las olas entran en la zona de rompiente, comienzan a transportar el agua en su dirección de propagación. Esto resulta en la combinación de un fenómeno de levantamiento (*set up*) y descenso (*set down*) donde la superficie del agua es elevada en la cercanía de la playa y deprimida justo antes de la rompiente (Clifton, 2006). El patrón hidráulico generado, produce zonas de convergencia y divergencia de las olas creando una circulación celular donde el transporte de masas de agua pasa de ser hacia el continente, a paralelo a la costa y finalmente retornan al mar (Clifton, 2006). Si la aproximación de las olas tiene una dirección ortogonal a la costa, se genera un patrón celular simétrico. En cambio si la incidencia del

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

oleaje se produce con un ángulo diferente a 90°, el patrón de circulación se vuelve mucho más complejo generándose sectores de acumulación y de erosión de sedimento a lo largo de la costa. Los depósitos de *Upper shoreface* estudiados evidencian la presencia de importantes corrientes longitudinales que podrían haber estado asociadas a un sistema de barras y depresiones (capítulo 6). Las corrientes longitudinales generaban la deriva litoral transportando arena y gravas silicoclásticas que se mezclaban con sedimentos carbonáticos correspondientes a bioclastos y ooides (figura 4.20). Los primeros se generaron por la fragmentación de valvas y su transporte desde sectores no muy lejanos mientras que los ooides eran generados *in situ*. En ese sentido, las velocidades elevadas interpretadas para estas corrientes litorales (ver sección 4.3.1), fueron consideradas como un importante control sobre la concentración de los sedimentos más gruesos del sistema en estos sectores. Estos sedimentos gruesos consisten en gravas silicoclásticas y material carbonático, lo cual resulta en la mezcla de materiales (sistema mixto). El aporte de sedimento a los sistemas de *shoreface-offshore* depende del transporte litoral, del oleaje directo *onshore* o de factores externos como acantilados locales o deltas (Aagaard, 2011). La presencia de sedimento mixto transportado por corrientes longitudinales indica que este mecanismo fue uno de los principales aportantes de sedimento al sistema junto con las olas aproximándose directo a la costa. Si bien todas las formas de lecho de corrientes fueron generadas por flujos netamente unidireccionales, la presencia de dos escalas de formas de lecho diferentes como son las óndulas (**OC3D**) y las dunas (**DC3D**), indica diferencias en las condiciones hidrodinámicas de la ola y la profundidad de la costa, lo cual podría referir a sistemas costeros con distintas configuraciones. Esta variabilidad en la configuración de la costa asociada a diferentes diseños arquitecturales de los depósitos de *upper shoreface* y *foreshore* será analizada más adelante en este trabajo (capítulo 6).

Debido al fuerte dominio de procesos de tormenta que modifican los sectores proximales del sistema de acumulación, el potencial de preservación de estructuras orgánicas para este sector de *upper shoreface*, es bajo y se restringe a estructuras simples y revestidas como son las *Ophiomorpha*. Estos tubos de gran porte que en muchos casos forman galerías habrían sido generados por crustáceos suspensívoros, lo que sugiere una gran cantidad de

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

partículas orgánicas en suspensión en la columna de agua, bien oxigenada por la actividad de olas y corrientes.

Finalmente, el *Foreshore* (**Fs**) representa los depósitos más proximales preservados en el área de estudio. Su límite hacia el continente corresponde al sector donde las olas de buen tiempo son capaces de llegar y donde la elevada velocidad de las mismas, sumada a la muy baja profundidad de la columna de agua genera que el transporte ocurra de manera mantiforme (figura 4.20). En general este proceso consiste en un movimiento hacia el continente denominado *saca* o *swash* y de retorno hacia el mar conocido como *resaca* o *backswash*. Si la infiltración de agua es muy grande, este último puede no ser significativo (Masselink y Puleo, 2006). Por ello, en el sector donde se acumulaban los depósitos de *foreshore* estudiados, se generaba la acumulación de arenas finas silicoclásticas con capa plana de alto régimen de flujo. La ausencia de trazas fósiles indica que se trataba de una parte del sistema con alta energía y turbulencia, típico de estos sectores (Puleo *et al.*, 2000) que dificultaba la colonización por parte de organismos bentónicos. El **Fs** también representaba un sector de mezcla de componentes terrígenos y carbonáticos, al igual que el **US**, con presencia de bioclastos y ooides. Esto se debe a que las corrientes longitudinales que transportaban dichos materiales también actuaban en este sector (figura 4.20).

Por todo lo mencionado previamente, se concluye que los depósitos estudiados del Miembro Pilmatué se acumularon en un sistema de *shoreface-offshore*, de composición mixta (silicoclástica-carbonática), dominado por olas y tormentas. Este sistema define una transecta distal-proximal constituida por sucesiones de *offshore* - *offshore transition* - *lower shoreface* - *upper shoreface* - *foreshore*. Por su parte, no se registraron depósitos de *backshore*, al menos dentro de la zona de estudio. Uno de los aspectos más sobresalientes de los depósitos estudiados es la abundancia de material carbonático dentro del sistema, el cual se encuentra mezclado con sedimentos silicoclásticos transportados por olas y corrientes. Esto último ocurre no sólo en los depósitos estudiados sino para la totalidad de los depósitos marinos someros identificados en otras parasecuencias del área de estudio (Schwarz *et al.*, 2018a).

4.4.2. Sistema de *shoreface-offshore* y su relación con los concentrados fósiles

Los modelos de facies para sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas y tormentas suelen registrar el desarrollo de un arreglo vertical somerizante de facies. Esto refiere a que la gran mayoría de los modelos de facies para sucesiones antiguas han sido elaborados para condiciones de regresión normal del sistema. Algunos modelos más complejos han sido propuestos para condiciones particulares del nivel del mar como regresiones forzadas (Plint, 1988; 1991) o transgresiones (Walker y Plint, 1992). La interpretación de los procesos que generaron la preservación de asociaciones de facies de concentrados esqueléticos (**CS** y **CO**) sugiere que los mismos fueron acumulados bajo condiciones de profundización del sistema (ver secciones 4.2.6 y 4.2.7). Un ascenso relativo del nivel del mar genera la inundación del sistema y por ende, un cambio significativo en las condiciones de sedimentación debido a cambios en la contribución de procesos de transporte y acumulación.

La asociación de concentrados esqueléticos de *shoreface* (**CS**) fue interpretada como el producto del retrabajo de sedimentos previos, asociado a la inundación relativa del sistema (ver sección 4.2.6; figura 4.19). Estos concentrados esqueléticos mixtos están compuestos por clastos de arena silicoclástica fina, restos esqueléticos de granulometría arena mediana a gruesa, ooides (tamaño arena mediana) y clastos gravosos de composición terrígena (figuras 4.11C y 4.11D). Los componentes descriptos no distan mucho de los mencionados para la asociación de *Upper shoreface*, pero contenidos en un espesor sedimentario mucho menor (espesores que no superan los 30 centímetros). Incluso se han observado en los concentrados, clastos de areniscas mixtas como las de *Upper shoreface* (figura 4.11E). Esto lleva a pensar que gran parte del sedimento acumulado en los concentrados esqueléticos proviene de la erosión y el retrabajo de los depósitos infrayacentes de *Upper shoreface*.

Por otro lado, la posición estratigráfica de la asociación de **CS**, por encima de facies de *Upper shoreface* o *Lower shoreface*, e inmediatamente por debajo de facies más profundas (asociaciones de *Offshore transition* o *Lower shoreface*), refleja que estas facies se asocian a momentos de cambio en las condiciones del sistema, en términos batimétricos. En aquellos casos donde

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

las facies ubicadas por encima corresponden a depósitos asignados al *Offshore transition* con mezcla de fango y arena, se evidencia una clara profundización relativa del sistema ya que la preservación de fango es indicativa de una profundidad mayor a la de acción de olas de buen tiempo.

Las estructuras sedimentarias también dan indicios de una profundización relativa del sistema. Como se demostró previamente (ver sección 4.3.1), el análisis vertical sobre las condiciones hidrodinámicas de generación de las distintas facies que componen las asociaciones de facies de **CS** y **CO** demuestra un incremento en la profundidad con el tiempo. El pasaje en la vertical de facies generadas por flujos unidireccionales (para el caso de los **CS**), a facies con estructuras generadas por la acción de flujos combinados dominados por oscilación fue interpretado como un incremento en la columna de agua que modificaba la forma de interacción de las olas y las corrientes con el sustrato (figura 4.19). La presencia de estructuras sedimentarias interpretadas como la migración de formas de lecho de corriente en las facies de **CS** (ver sección 4.3.3), muestra que las corrientes longitudinales mencionadas como el principal mecanismo de transporte en el sector de **US** (ver sección 4.4.1), también actuaban durante las condiciones transgresivas del sistema.

Por último, en ciertos casos se observó que los **CS** tienen un arreglo vertical grano decreciente en ciertos componentes, particularmente en la disminución en la proporción de sábulos hacia el tope de las capas, lo cual indica un descenso en la energía del sistema o en la disponibilidad de material gravoso con el tiempo.

Por todo lo mencionado, los concentrados esqueletales de *shoreface* fueron interpretados como depósitos residuales, producto de la acción de olas (figura 4.21A), junto con sedimentos nuevos aportados durante las condiciones transgresivas. A medida que asciende relativamente el nivel del mar, aumenta la profundidad y con ello cambian las condiciones de los flujos que modifican el fondo. Las estructuras sedimentarias generadas se encuentran directamente relacionadas con estas variaciones en la naturaleza de los flujos (ver sección 4.3.4). Finalmente, el sistema llega a una profundidad determinada donde el fondo queda fuera del alcance de las olas y las corrientes, quedando preservadas las formas de lecho correspondientes.

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

En conclusión, los depósitos de **CS** identificados representan la sedimentación durante condiciones transgresivas del sistema (figura 4.21A).

Una situación similar se interpreta para el origen de los depósitos mixtos tamaño pefítico asignados a la asociación de facies de Concentrados Esqueletales de *Offshore* (ver sección 4.2.7). Estos depósitos han sido identificados no sólo en toda el área de estudio sino en sectores interpretados como depósitos de plataforma ubicados en las localidades de Puerta de Curaco y Pampa de Tril (Remirez y Spalletti, 2017; Schwarz et al., 2018). Se constituyen por facies de conglomerados mixtos fangosos (**CMf**) y conglomerados mixtos arenosos (**CMa**) que presentan una mezcla de material fangoso tanto micrítico como silicoclástico, y abundante cantidad de restos esqueletales con variable grado de fragmentación.

La elevada proporción de material fino en la matriz marca una diferencia considerable respecto de los **CS**. Es por ello que se ha interpretado a los depósitos de **CO** como el producto de retrabajo de material previo de mayor profundidad. Esto significa que el retrabajo identificado en las facies de **CO** involucra no solo el sector del *shoreface* sino que, debido a un grado de profundización mayor del sistema, a sectores vinculados al offshore (figura 4.21B). Los depósitos retrabajados incluyen aquellos que estaban ubicados por debajo del nivel de acción de olas de buen tiempo previamente al ascenso. De esta manera, la asociación de facies muestra una gradación vertical con pérdida de material arenoso en relación al fango, que está directamente vinculada a la profundización del sistema y a la disminución paulatina del aporte clástico. Esta idea se refuerza con la buena preservación tafonómica de una asociación autóctona infaunal y seminfaunal, que podría asociarse a una baja tasa de sedimentación (Kidwell *et al.*, 1986; figura 4.21B). Sumado a ello, la abundancia de perforaciones generadas por la colonización de pequeños organismos como crustáceos o bivalvos refleja un tiempo prolongado de exposición de las valvas (Buatois y Mángano, 2011). En síntesis, los estadios avanzados en la generación de esta asociación de facies se caracterizan por la depositación de fango por procesos de decantación y la preservación de gran cantidad de organismos que muestra la facies de conglomerados mixtos fangosos (**CMf**).

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

Todo ello lleva a concluir que estos concentrados esqueléticos se generaron en condiciones completamente distintas del sistema respecto al modelo de acumulación reconstruido en la sección 4.4.1. El significado estratigráfico secuencial de esta diferente condición en la sedimentación de medio término será discutido en el capítulo 5 de este trabajo.

4.5. Consideraciones finales

Los depósitos estudiados del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio representan la sedimentación bajo un sistema de *shoreface-offshore*, mixto con claro dominio de olas y tormenta. Este sistema de acumulación fue reconstruido mediante el análisis de facies y asociaciones de facies, a partir del cual se interpretaron los principales procesos de transporte y acumulación. Existen diversos ejemplos, tanto actuales como fósiles, de sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas alrededor del mundo y todos ellos tienen en común a la acción de las olas como mecanismo principal de movilización de sedimento. Se reconstruyeron dos modelos sedimentarios diferentes para este tipo de sistemas. Uno correspondiente a una sucesión vertical clásica integrada por las asociaciones de facies de **Of-OT-LS-US-Fs**, correspondiente a la progradación del sistema en un contexto regresivo. Este modelo de facies no incluye a las asociaciones de facies de **CS** y **CO**, las cuales fueron interpretadas como el producto de la sedimentación bajo un contexto de profundización relativa del sistema.

Los procesos de transporte presentan diferencias entre sí, que impactan directamente sobre el sistema de acumulación. Se identificaron flujos permanentes correspondientes a la acción constante de las olas, flujos excepcionales producto de eventos de tormenta y flujos dinámicos en el tiempo producto de la evolución en las condiciones de sedimentación. La acción de las olas y más precisamente su aproximación oblicua a una costa, no solo genera el transporte de sedimento hacia el continente sino que también se producen corrientes inducidas por las olas que complejizan dicha dinámica de transporte. El sistema de *shoreface-offshore* estudiado presentaba una importante influencia principalmente de las corrientes longitudinales sobre la

4 - Análisis de facies y asociaciones de facies: procesos de transporte sedimentario y reconstrucción del sistema de acumulación

sedimentación de los sectores someros (*upper shoreface* y *foreshore*). Algunos de los componentes sedimentarios descritos para estos depósitos (gravas y componentes carbonáticos como bioclastos y ooides), se circunscriben a los sectores someros del sistema debido a la influencia de estas corrientes longitudinales.

Muchos de los estudios realizados sobre costas modernas comprenden un contexto transgresivo a partir del actual ascenso relativo del nivel del mar (Clifton, 2006), lo cual limita su aplicabilidad a condiciones regresivas que representan el contexto más frecuente en sucesiones sedimentarias antiguas (Cleveringa, 2000). La reconstrucción del sistema de acumulación para los depósitos de la parasecuencia PS400 durante condiciones transgresivas, constituye un significativo aporte a la variabilidad de modelos posibles. Este sistema de *shoreface-offshore* asociado al retrabajo de sedimentos previos y la acumulación de concentrados esqueléticos invoca procesos de transporte sedimentarios que tienen lugar durante la profundización relativa del sistema.

La comparación entre sucesiones antiguas y sistemas de acumulación reciente se ofrece como una excelente herramienta de análisis para comprender estos interrogantes. Si bien este proceso de sinergia entre el fósil y el reciente presenta sus propios interrogantes y limitaciones a futuro, los modelos sedimentarios para estos sistemas dominados por olas han sido considerablemente perfeccionados. Sin embargo, aún existen numerosos interrogantes sobre cómo se transporta el sedimento entre los distintos sectores que componen la transecta *shoreface-offshore*. En ese sentido, la tasa de sedimentación asociada a sectores proximales (**US** y **Fs**), es significativamente mayor que los sectores distales (Kleinhans, 2002). El transporte de sedimento en los sectores proximales del sistema se asocia principalmente al retrabajo y la migración de barras mientras que la exportación hacia sectores distales depende en gran parte de la acción de las tormentas (Cleveringa, 2000; Kleinhans, 2002; Anthony, 2008). Resulta imprescindible para predecir la evolución de sistemas costeros dominados por olas, el mejor entendimiento de los mecanismos de transferencia interna y externa de sedimento, y cómo impactan estos fenómenos en los procesos de acreción y erosión asociados a los sectores proximales del sistema de acumulación (ver capítulo 6).

Capítulo 5

Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema de *shoreface-offshore*

5.1. Estratigrafía secuencial de alta resolución en sistemas marinos someros

5.1.1. Introducción

5.1.2. Parasecuencias

5.1.3. *Bedsets*

5.2. Caracterización de *bedsets*

5.2.1. Definición de *bedset* y apilamiento vertical de facies

5.2.2. Límites de *bedsets*

5.2.3. Orientación de la línea de costa

5.2.4. Relación entre procesos de buen tiempo y tormenta

5.2.5. Relación entre depósitos mixtos y silicoclásticos

5.2.6. Trayectorias de la línea de costa

5.3. Discusión

5.3.1. Arquitectura secuencial y evolución de los *bedsets*

5.3.2. Modelo de desequilibrios sedimentarios y posibles controles

5.3.3. Grupos de *bedsets*

5.4. Consideraciones finales

5.1. Estratigrafía secuencial de alta resolución en sistemas marinos someros

5.1.1. Introducción

Desde sus inicios, la estratigrafía secuencial se ha convertido en una herramienta clave para el estudio de sucesiones fósiles (Vail *et al.*, 1977). Como sub-disciplina de la estratigrafía, esta herramienta permite el estudio del registro desde aspectos históricos y evolutivos, realizando particular énfasis en las discontinuidades internas y sus procesos generadores, todo en un marco cronoestratigráficamente controlado. Los primeros métodos y

conceptos de la estratigrafía secuencial surgen hacia mediados del siglo XX con los trabajos de Sloss y colaboradores (1963), pero ésta se establece como disciplina con la publicación de la Memoria de la AAPG 28 (editada por Payton, 1977). La estratigrafía secuencial ha sido discutida y utilizada tanto como herramienta, como modelo. Metodológicamente ambos enfoques requieren de la observación de facies sedimentarias, el apilamiento vertical de las mismas, las discontinuidades y las terminaciones estratales. Este análisis debe ser realizado de la manera más objetiva posible, y separando claramente dicha observación de la interpretación de mecanismos controladores (Burgess *et al.*, 2016).

Si bien es una disciplina relativamente moderna, la estratigrafía secuencial ha evolucionado considerablemente desde sus comienzos. Esto ha llevado a su propia complejización y en ciertos casos, a la necesidad de realizar estudios con alto grado de detalle, el mayor volumen de datos posibles y el enfoque de sus problemáticas desde distintos puntos de vista (no sólo desde la sedimentología sino desde la geofísica, la matemática y la paleontología). Es por ello que durante los últimos veinte años, ha sido foco de diversos estudios el análisis secuencial a una alta resolución particularmente de sucesiones marinas (esto último debido a que son los depósitos sobre los que se sentaron las bases de la disciplina). Muchos de los fundamentos basales de la estratigrafía secuencial hoy en día están comenzando a ser reevaluados, como ocurre con la idea de la eustacia como principal control de los límites secuenciales (Ridente, 2016).

En los años recientes, la estratigrafía secuencial se ha convertido en una herramienta importante en el análisis y modelado de reservorios de hidrocarburos (Van Wagoner *et al.*, 1990; Plint, 1993). En general, la estratigrafía secuencial ha sido mayormente utilizada para etapas de exploración de hidrocarburos (O'Byrne y Flint, 1995). Sin embargo, en años recientes ha comenzado a ser utilizada en el desarrollo y manejo de reservorios (Sech *et al.*, 2009; Graham *et al.*, 2015a). La estratigrafía secuencial representa una herramienta clave en la prospección debido a que permite construir un marco estratigráfico-temporal dentro del cual sea posible elaborar modelos predictivos confiables.

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

La mencionada tendencia de la estratigrafía secuencial a la complejización, ha llevado a que la evolución de medio término y los modelos depositacionales de alta resolución para sistemas marinos someros hayan sido foco de muchas discusiones durante los últimos veinte años (Burguess *et al.*, 2006; Catuneanu, 2006; Zecchin y Catuneanu, 2013; Zecchin y Catuneanu, 2015; Zecchin *et al.*, 2017; figura 5.1A). En ese sentido, se han hecho importantes avances en el entendimiento de secuencias y sus unidades de alta frecuencia conocidas como parasecuencias. También se ha progresado mucho en el análisis de los procesos generadores de los distintos productos depositacionales correspondientes a la evolución de largo a medio término (figura 5.1A).

5.1.2. Parasecuencias

Desde el punto de vista de los modelos estratigráficos secuenciales, las parasecuencias han sido clásicamente consideradas la unidad fundamental en el estudio del registro fósil y su evolución temporal. Una parasecuencia constituye una unidad estratigráfica definida en sucesiones marinas como una sucesión relativamente concordante de estratos o conjuntos de estratos genéticamente relacionados, limitados por superficies de inundación (Van Wagoner, 1988). Se caracterizan por un arreglo vertical somerizante de facies interrumpidos por abruptas profundizaciones del sistema (figura 5.1B). El término parasecuencia fue originalmente definido sin escala por Van Wagoner y colaboradores (1988; 1990). Trabajos posteriores modificaron dicha definición acotando su uso a secuencias de pequeña escala generadas durante un período específico de tiempo (Catuneanu, 2006). Sin embargo, esta definición no es suficientemente específica en términos de la escala conceptual, lo que ha generado cierta controversia, por ejemplo sobre qué extensión debe tener una superficie de inundación para ser regional. Otra cuestión de debate ha sido la escala temporal de una parasecuencia (algo no especificado en su definición original, *sensu* Van Wagoner *et al.*, 1990). Krapez (1996), establece que las parasecuencias corresponden a ciclos de “cuarto orden” formados entre 90.000 y 400.000 años, algo que fue criticado posteriormente por Posamentier y Allen (1999). Años más tarde, Hampson y Storms (2003), establecen 10^3 a 10^5 años como la escala temporal de

depositación de una parasecuencia, correspondiente a ciclos de cambio de “quinto orden”. En definitiva, definir una sucesión sedimentaria como una parasecuencia refiere a una escala determinada tanto temporal como espacial del registro fósil, generada por procesos de una determinada jerarquía. Por ello, para definir una sucesión sedimentaria como una parasecuencia, se debe tener en cuenta un conjunto de criterios que refieran a identificar la jerarquía de procesos por los que se generaron (cambios relativos del nivel del mar, cambios climáticos, entre otros).

El criterio principal tenido en cuenta por Schwarz y colaboradores (2018a), para definir los intervalos predominantemente arenosos identificados en la mitad superior del Miembro Pilmatué como parasecuencias corresponde al grado de profundización mostrado por las superficies de inundación que las limitan. Esta profundización a lo largo de la superficie limitante se basa en el cambio vertical de facies, que para el caso de las parasecuencias presentes corresponde a 3 fajas de facies silicoclásticas a lo largo de toda el área de estudio (por ejemplo depósitos de *offshore* por encima de depósitos de *upper shoreface*, Schwarz *et al.*, 2018a; figuras 5.1B y 5.2). Desde el punto de vista de su arreglo interno, estas parasecuencias constituyen ciclos completos, es decir con una tendencia vertical transgresiva regresiva (T-R) de sus depósitos (Schwarz *et al.*, 2018a), por lo cual pueden definirse como ciclos de alta frecuencia (Zecchin y Catuneanu, 2013). Asociados a las superficies transgresivas limitantes, se identificaron niveles con alta concentración de material esquelético (denominados Concentrados esqueléticos de *offshore*, ver sección 4.2.7), los cuales son correlacionables por toda el área de estudio (figura 5.3).

5.1.3. *Bedsets*

El análisis mencionado, no ha sido llevado a cabo de forma tan exhaustiva a escala interna de parasecuencia (es decir a escala de *bedset*, Van Wagoner *et al.*, 1990) y allí es donde radican los motivos sobre por qué hacer este tipo de estudios. Los *bedsets* son definidos como sucesiones concordantes de estratos genéticamente relacionados dentro de las parasecuencias, limitados por superficies de no depositación, erosión o sus correlativas conformidades (Van Wagoner *et al.* 1990). En ciertos casos como es el de la

PS400, estas superficies limitantes de *bedsets* pueden corresponder a superficies de inundación. En ese sentido, la diferenciación de límites de parasecuencia y *bedset* puede resultar confusa. Sin embargo, la diferencia entre ambos tipos de límites radica en la jerarquía de procesos (figura 5.1A). Las superficies transgresivas asociadas a límites de parasecuencia representan eventos mayores de profundización relativa del sistema de escala regional, mientras que las superficies asociadas a límites de *bedsets* pueden perder expresión tanto hacia los sectores proximales como distales del sistema de acumulación (Figura 5.1B; Hampson, 2000; Sømme *et al.*, 2008). Estos límites de *bedset* (**LB**) también conocidos como superficies de intrapasecuencia, han sido analizados en numerosos estudios (Hampson, 2000; Hampson y Storms, 2003; Sømme *et al.*, 2008; Charvin *et al.*, 2010; Forzoni *et al.*, 2015). A diferencia de los límites de *bedset*, el diseño arquitectural de los *bedsets* no ha sido documentado en detalle por estudios previos. Como se mencionó previamente, el entendimiento de manera detallada de la complejidad interna de los *bedsets* podría ser la clave para comprender mejor los procesos que controlan la dinámica de los sistemas marinos someros y su evolución secuencial de medio término (10^3 a 10^5 años; figura 5.1).

Por ello, para este trabajo se realizó un análisis exhaustivo de la arquitectura interna y diseño secuencial de una unidad somerizante definida como parasecuencia (Schwarz *et al.*, 2018a), constituida por depósitos marinos someros dominados por olas, y más precisamente de sus unidades menores definidas como *bedset*.

5.2. Caracterización de los *bedsets*

5.2.1. Definición de *bedset* y apilamiento vertical de facies

Numerosos *bedsets* fueron definidos, siguiendo el criterio usado para este tipo de unidades por Schwarz *et al.* (2018a). El grado de profundización para límites de *bedsets* a lo largo del afloramiento es relativamente menor respecto al de las parasecuencias y corresponde a un cambio vertical de uno o dos fajas de facies (por ejemplo depósitos de *offshore transition* por encima de

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

depósitos de *lower shoreface* o *upper shoreface*; figuras 5.3 y 5.4). Dentro de la parasecuencia PS400, fueron definidos un máximo de 13 *bedsets* (**B1** a **B13**), en su mayoría reconocidos a lo largo de toda el área de estudio (figura 5.5). Algunos de ellos no están presentes en el sector sur (proximal) del afloramiento (*bedsets* **B4**, **B5**, **B6** y **B11**; figuras 5.4 y 5.5), debido a que se encuentran truncados. Además, los *bedsets* de la parte basal (**B1** y **B2**), son difíciles de reconocer en la parte norte (distal) del área de estudio donde sus límites pierden expresión. Estos *bedsets* son también los de mayor espesor (hasta 12 m; figuras 5.5 y 5.6A), mientras que el resto oscila en espesores entre 1 y 6 m, siendo el promedio de 2,5 metros. Esos *bedset* con mayores espesores se corresponden con los únicos que exhiben asociaciones de facies de *offshore* dentro de la parasecuencia estudiada (figuras 5.5 y 5.6A).

A continuación se describen algunas de las características principales (espesor, extensión lateral, asociaciones de facies, límites), de los trece *bedsets* definidos:

B1: Correspondiente a la base de la parasecuencia, tiene depósitos asociados a dicho límite (asociación de facies de CO). Sucesión vertical de facies de **Of**, **OT** y **LS**. Estos últimos presentan espesores promedio de 1 m (figura 6B). Mapeado en toda el área de estudio, posee un espesor promedio de 6 metros y un máximo de 11 metros.

B2: Escaso desarrollo de facies de **CS** (solo en el extremo sur de los afloramientos). Sucesión vertical de facies de **Of**, **OT** y **LS**. Mapeado en toda el área de estudio, posee un espesor promedio de 4 metros y un máximo de 12 metros.

B3: Desarrollo de facies de **CS** en toda su extensión. Sucesión vertical de facies de **OT**, **LS** y **US**. Mapeado en toda el área de estudio, posee un espesor promedio de 3 metros y un máximo de 4 metros.

B4: Desarrollo de facies de **CS** en toda el área de afloramientos y base erosiva que trunca los depósitos infrayacentes. Sucesión vertical de facies de **OT**, **LS** y **US**. Este *bedset* registra los máximos espesores de depósitos de **LS** y **US** (figura 5.6B) Mapeado sólo en el sector norte de los afloramientos (desde el perfil Puesto Mardone hacia el norte; ver anexo A), posee un espesor promedio de 3 metros y un máximo de 5 metros.

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

B5: Desarrollo de facies de **CS** asociado a la extensión lateral del bedset y base erosiva que trunca los depósitos infrayacentes. Sucesión vertical de facies de **OT**, **LS** y **US**. Mapeado sólo en el sector norte de los afloramientos (desde el perfil N15 hacia el norte; ver anexo A), posee un espesor promedio de 1,5 metros y un máximo de 2 metros.

B6: Ausencia de facies de **CS**. Sucesión vertical de facies de **OT**, **LS** y **US**. Mapeado en toda el área de estudio, posee un espesor promedio de 2,5 metros y un máximo de 3,5 metros.

B7: Desarrollo de facies de **CS** en toda el área de afloramientos. Sucesión vertical de facies de **OT**, **LS** y **US**. Mapeado en toda el área de estudio, posee un espesor promedio de 2,5 metros y un máximo de 6 metros.

B8: Desarrollo de facies de **CS** en toda el área de afloramientos. Sucesión vertical de facies de **OT**, **LS** y **US**. Mapeado en toda el área de estudio, posee un espesor promedio de 2,8 metros y un máximo de 4,5 metros.

B9: Desarrollo de facies de **CS** en toda el área de afloramientos. Sucesión vertical de facies de **OT**, **LS** y **US**. Mapeado en toda el área de estudio, posee un espesor promedio de 1,5 metros y un máximo de 2,5 metros.

B10: Ausencia de facies de **CS**. Sucesión vertical de facies de **OT** y **LS**. Mapeado parcialmente en el área de estudio (falta de registro en la parte central de los afloramientos), posee un espesor promedio de 0,8 metros y un máximo de 2 metros.

B11: Desarrollo de facies de **CS** en toda el área de afloramientos. Sucesión vertical de facies de **OT**, **LS** y **US**. Mapeado parcialmente en el área de estudio (falta de registro en la parte central de los afloramientos), posee un espesor promedio de 2,5 metros y un máximo de 4 metros.

B12: Ausencia de facies de **CS**. Sucesión vertical de facies de **OT**, **LS** y **US**. Los depósitos de **US** identificados en este bedset presentan un diseño arquitectural interno con capas fuertemente inclinadas (capítulo 6). Mapeado sólo en el sector sur del área de estudio, posee un espesor promedio de 2 metros y un máximo de 3 metros.

B13: Ausencia de facies de **CS**. Sucesión vertical de facies de **OT**, **LS** y **US**. Los depósitos de **US** identificados en este bedset presentan espesores de hasta 5 m

(figura 5.6B), y un diseño arquitectural interno con capas fuertemente inclinadas al igual que el **B12**. Mapeado parcialmente en el área de estudio (falta de registro en la parte norte de los afloramientos), posee un espesor promedio de 4 metros y un máximo de 5 metros. Culmina con una superficie transgresiva y depósitos de **CO** asociados que indican el límite superior de la parasecuencia

5.2.2. Límites de *bedsets*

Cada *bedset* se caracteriza por ser una sucesión vertical somerizante comprendiendo depósitos de *offshore*, *offshore transition*, *lower shoreface* y/o *upper shoreface* y/o *foreshore* (ver sección 4.4.1). Esta sucesión ideal que representa la progradación de un sistema de *shoreface-offshore* dominado por olas, no está siempre completa sino que los *bedsets* pueden tener un registro incompleto (por ejemplo, las asociaciones de facies de **US** o de **Fs** no están siempre presentes, sobre todo hacia el sector norte del área de estudio; figuras 5.4 y 5.5). Contrariamente, los límites de *bedset* (**LB**) están fuertemente ligados al desarrollo de depósitos de Concentrados esqueletales de *shoreface* (**CS**; figuras 4.11 y 4.12). En conjunto, los límites y los concentrados esqueletales registran una profundización relativa del sistema depositacional con facies más someras por encima y facies más profundas por debajo (por ejemplo, **LS-CS-OT**, **US-CS-OT**, **US-CS-LS**, figuras 5.4 y 5.7). Los cambios laterales de facies a lo largo del área estudiada ocurren aproximadamente de manera conforme a la pendiente depositacional orientada de sur (proximal) a norte (distal) (figura 5.4). Esto se observa de muy buena forma en los *bedsets* **B1**, **B2**, **B4**, **B6** y **B8** donde los depósitos de *Upper shoreface* pasan gradualmente a depósitos de *Lower shoreface* y eventualmente a *Offshore transition* hacia el norte.

Los concentrados esqueletales de *shoreface* asociados casi invariablemente a los límites de *bedsets* (figuras 5.3, 5.5 y 5.7), han sido interpretados como depósitos de *lag* transgresivo generados durante la migración de la línea de costa hacia el continente (ver sección 4.4.2; figura 4.21A). La erosión (como se dijo en la sección 4.3.2), se habría generado por la acción de las olas tanto de buen tiempo como de tormenta, durante el ascenso relativo del nivel del mar. Por ello, estas superficies transgresivas

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

constituyendo límites de *bedsets* fueron interpretadas como superficies de ravinamiento por olas (**SRO**). A medida que ascendía el nivel del mar, ocurría la erosión del *shoreface* con el fin de mantener el perfil de equilibrio del sistema con la energía de las olas (Bruun, 1962). Esta erosión puede remover hasta 20 m de sustrato (Demarest y Kraft, 1987; Abbott, 1998) según el régimen de vientos y la energía de olas de la costa. Asociado a esta erosión se producía el retrabajo de los sedimentos descritos previamente como Concentrados de *shoreface* compuestos por areniscas mixtas gravosas. Así, estos depósitos de *lag* están asociados a discontinuidades erosivas marcadas por un incremento en la contribución de carbonato y la concentración de bioclastos y clastos terrígenos de granulometría grava fina, lo cual permite diferenciarlos de la asociación de facies de *upper shoreface* en sectores proximales (figura 5.8A). Hacia áreas distales, estos concentrados esqueletales se adelgazan en espesor y eventualmente desaparecen donde los depósitos infrayacentes son facies pelíticas de *Offshore* y/u *Offshore transition* (figura 5.8A). En ese sector, el límite de *bedset* se vuelve una discontinuidad no depositacional, evidenciada solo por un cambio vertical colocando facies distales sobre proximales.

Si bien en la mayoría de los casos los límites de *bedsets* demarcan una profundización relativa del sistema, también se registraron límites interpretados como superficies regresivas (figura 5.8B). Esto ocurre en los contactos entre los *bedsets* **B3-B4** y **B4-B5**, donde se desarrolla una superficie con características particulares que la distinguen del resto. El concentrado esqueletal correspondiente a la base del **B4** presenta abundantes rasgos de bioerosión como son trazas de *Gastrochaenolites* sobre las valvas, potencialmente asignables a la icnofacies de *Trypanites* (Frey y Seilacher, 1980), indicando la presencia de un sustrato firme y por ende un prolongado tiempo de exposición y colonización (Pemberton *et al.*, 2004). Este tipo de trazas se asocian con la exhumación de sedimentos previamente enterrados, mayormente por cambios en el nivel del mar (Pemberton *et al.*, 2004). Además se observa un claro desplazamiento del sistema depositacional hacia el mar, evidenciado por la presencia de los *bedset* **B4** y **B5** sólo en los sectores distales (hacia el norte) y su desaparición hacia las zonas proximales (parte sur de los afloramientos). Por último, se observó que los depósitos de *Upper shoreface* del *bedset* **B5** truncan los depósitos infrayacentes de *Lower shoreface* y *Offshore*

transition. Estos depósitos serán analizados con mayor detenimiento en el siguiente capítulo (capítulo 6). Todo ello llevó a interpretar la presencia de superficies regresivas por encima de las correspondientes superficies de inundación ubicadas entre los *bedsets* **B3-B4** y **B4-B5**, lo cual resulta en la conformación de superficies compuestas (figura 5.8B; Catuneanu, 2002).

5.2.3. Orientación de la línea de costa

La reconstrucción del sistema de acumulación, sumado al análisis de los cambios laterales de facies a lo largo del área investigada, permitieron interpretar una orientación general y aproximada sur-norte, proximal-distal del sistema depositacional (figuras 4.15 y 5.4). Sin embargo, algunos *bedsets* muestran depósitos proximales, ubicados en el centro del área de estudio, profundizando tanto hacia el sur como al norte (por ejemplo B9; figura 5.4). Este aspecto lleva a pensar que la pendiente deposicional de todos los *bedsets* no es exactamente en un sentido sur-norte. Por ello, se determinó, de manera precisa la orientación del sistema depositacional para cada *bedset* a partir de dos criterios principales. El primer criterio usado fue la variabilidad lateral de facies y la reconstrucción de fajas de facies. Estas fajas fueron reconstruidas a través de una alta densidad de perfiles sedimentarios relevados, lo que permitió el mapeo de sus límites con una precisión considerable (figura 5.9). Si la transecta es perpendicular a la orientación de la línea de costa los cambios laterales de facies ocurrirán en una dirección en un sentido proximal-distal (figura 5.4). A medida que la orientación se aparta de la perpendicularidad, se observarán secciones aparentes de la pendiente depositacional y los cambios de facies serán más graduales, pudiendo ocurrir en ambas direcciones (figura 5.4). El segundo criterio usado para sumar mayor precisión a la determinación fue el análisis de paleocorrientes obtenidas a partir de diferentes estructuras sedimentarias. Si bien se utilizó toda la información de paleocorrientes (115 datos recolectados), se le dio mayor importancia a los valores de crestas de ondulaciones en asociaciones de *Lower shoreface* y *Offshore transition* ya que se encontraban típicamente orientadas paralelas a subparalelas a la línea de costa (figura 4.20), e indican la dirección de aproximación de olas promedio (Clifton, 2006; Davidson-Arnott, 2010).

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

Cuando se analizan sucesivos *bedsets*, es posible sugerir que el perfil proximal-distal cambia su orientación en sentido horario o antihorario. La rotación promedio entre sucesivos *bedsets* oscila entre 10-15°, pero en algunos casos puede exceder los 50° de la orientación deposicional estimada (por ejemplo entre los *bedsets* B7 y B8; figura 5.9).

5.2.4. Relación entre procesos de buen tiempo y tormenta

Numerosos atributos como distribución lateral de facies, espesor, extensión a lo largo del afloramiento, proporción de facies de buen tiempo versus tormenta, composición de los depósitos de *Upper shoreface* y relación estratigráfica fueron sistematizados en una transecta norte-sur de 12 km de extensión (figura 5.4).

Las orientaciones de las fajas de facies para los sucesivos *bedsets*, descritas en el apartado anterior, parecen no estar relacionadas con la proporción de depósitos de tormenta (capas con *HCS* y *SCS*) en la asociación de facies de **LS** (figura 5.10A). Las capas de tormenta usualmente representan el 20% promedio del total de espesor de **LS**, pero en ciertos casos excepcionales puede representar hasta el 60% (por ejemplo **B1** y **B10**; figura 5.10A). Inversamente, muchos *bedsets* están ampliamente dominados por areniscas altamente bioturbadas de **LS**, las cuales representan la depositación bajo condiciones de buen tiempo (por ejemplo **B6**, **B11**, **B12** y **B13**). La abundancia de facies generadas por olas de buen tiempo y tormenta está directamente relacionada con las condiciones hidrodinámicas de transporte y preservación de sedimento. La relación entre condiciones de buen tiempo y de tormenta impacta directamente sobre la dinámica de transporte de sedimento del sistema y en consecuencia influencia sobre la construcción de sucesivos *bedsets*.

En definitiva, existen cambios en la proporción, o al menos en la preservación en el registro sedimentario, de procesos de tormenta y buen tiempo a lo largo de los diferentes *bedsets*. Estas diferencias no muestran una tendencia clara sino que parecen reflejar condiciones aleatorias en el tiempo.

5.2.5. Relación entre depósitos mixtos y silicoclásticos

Los depósitos estudiados en el capítulo 4 fueron interpretados como parte de un sistema de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas (ver sección 4.4.1), con considerable abundancia de elementos carbonáticos como bioclastos y ooides, por lo cual pueden ser definidos como un sistema mixto, silicoclástico dominado (Schwarz *et al.*, 2018a). Estos fragmentos carbonáticos tienen su fábrica dentro del sistema de acumulación, asociada fundamentalmente a dos sectores. Por un lado al sector de plataforma distal (no identificados dentro del área de estudio), donde eran abundantes los foraminíferos y radiolarios además de organismos de vida libre como amonites, y por otro los sectores someros (**US** y **Fs**) donde se generaba material oolítico producto del oleaje (Schwarz *et al.*, 2018). Debido a ello y a un déficit de los mecanismos de exportación, la distribución de elementos carbonáticos no es homogénea a lo largo de todo el sistema sino que está restringido mayoritariamente a los depósitos de **US** (figuras 4.8 y 4.15). La contribución de facies silicoclásticas y mixtas (carbonático-silicoclástica) dentro de la asociación de **US** también es desigual entre los diferentes *bedsets* lo cual indicaría cambios en la configuración del sistema (figura 5.10B). En ese sentido, 3 grupos principales pueden ser establecidos. Una compuesta completamente por facies silicoclásticas (**B5** y **B9**), una enteramente de facies mixtas (**B12**), y la gran mayoría se compone de ambas composiciones de facies. En conclusión, la evolución de los sucesivos *bedsets* (figura 5.10B) muestra un estadio inicial con moderada abundancia de depósitos mixtos (**B2** a **B4**), uno intermedio con baja proporción de los mismos (**B5** a **B9**) y moderada a alta proporción en el último estadio (**B10** a **B13**). La abundancia de elementos carbonáticos dentro de los diferentes *bedsets* podría relacionarse con la efectividad de corrientes longitudinales y por ende a condiciones hidrodinámicas del sistema que variaron a lo largo del tiempo. Esto último, al igual que los cambios en la dinámica de transporte evidenciados por diferentes proporciones de facies de buen tiempo y tormenta, será tratado con mayor detenimiento en el apartado de discusión de este trabajo, donde se analizarán los posibles controles sobre la evolución de los sucesivos *bedsets* (ver sección 5.3.1).

5.2.6. Trayectorias de la línea de costa

Una de las herramientas más utilizadas para el análisis secuencial de sucesiones someras de alta frecuencia son los desplazamientos de la línea de costa. La línea de costa puede definirse como la intersección del nivel principal del agua a lo largo de la playa (Davidson-Arnott, 2010) y representa una línea de referencia cuya posición varía en el tiempo en respuesta a cambios en el sistema. La trayectoria de la línea de costa es una función del balance entre el aporte de sedimento y la tasa de creación de acomodación en cualquier lugar de la cuenca (Helland-Hansen y Martinsen, 1996; Torabi, 2010). Puede ser positiva, negativa, ascendente o descendente (Helland-Hansen y Martinsen, 1996) y se construye a partir de las sucesivas posiciones de la línea de costa. Cuanto mayor es la tasa de aporte de sedimento respecto a la tasa de acomodación, el ángulo de la trayectoria será bajo, mientras que en el caso contrario, aumentará el ángulo (Howell *et al.*, 2008). La reconstrucción de la línea de costa y su trayectoria ha sido ampliamente utilizada como elemento de estudio secuencial (Helland-Hansen y Martinsen, 1996; Hampson, 2000; Cattaneo y Steel, 2003; Helland-Hansen y Hampson, 2009; Patruno *et al.*, 2015) ya que brinda información acerca de cómo se desplazan los sistemas de acumulación en el tiempo. La posición de la línea de costa a lo largo de diferentes costas arenosas del mundo varía en un amplio rango de tiempo y espacio en respuesta a procesos de diferente escala (Stive *et al.*, 2002). La posición de la línea de costa se encuentra en constante evolución bajo un equilibrio dinámico que responde al contexto geológico es decir factores como el nivel del mar, aporte de sedimento, régimen de olas, régimen hidrodinámico (Ruggiero *et al.*, 2010).

Generalmente, se ha tomado como equivalente de la posición de la línea de costa al contacto entre facies de **Fs** y **US** (Helland-Hansen y Hampson, 2009). Sin embargo, la escasez de facies asignables al **Fs** en los depósitos de la PS400, llevó a tener en cuenta el contacto entre **US** y **LS** como una aproximación factible (figura 5.11). Así, se pudo reconstruir la trayectoria de la línea de costa a lo largo de los diferentes *bedsets*. Dentro de cada *bedset*, la trayectoria de la línea de costa es hacia el centro de cuenca evidenciando un arreglo interno progradante, que es interrumpido por superficies transgresivas

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

donde se desplaza abruptamente hacia el continente (ver sección 5.2.2). Sin embargo, dentro del área de estudio el registro no es suficiente para calcular los desplazamiento de la línea de costa interno de cada *bedset*, ya que no se cuenta con el acuñaamiento de facies hacia el continente (esto permitiría conocer cuánto retrocedió la línea de costa durante la transgresión del sistema). Por ello, se decidió analizar la trayectoria generada a partir del apilamiento vertical de sucesivos *bedsets*, donde se observan patrones más complejos (figura 5.11). El agrupamiento de los *bedsets* muestra patrones de avance y retroceso de la línea de costa que a su vez se repiten cíclicamente entre sucesivos *bedsets* dentro de la PS400. Se observan grupos de hasta tres o cuatro *bedsets* donde el desplazamiento de la línea de costa es constante hacia el mar (avance de la línea de costa; hacia el norte de la zona de estudio), seguido de uno a dos *bedsets* donde el desplazamiento es hacia el continente (retroceso de la línea de costa; hacia el sur de la zona de estudio; figura 5.11).

Se identificaron hasta 4 ciclos constituidos por grupos de *bedsets* de avance y retroceso; siendo el último de ellos incompleto, ya que presenta sólo el registro de avance (figura 5.11). La evolución vertical muestra que los primeros dos ciclos (**C1** y **C2**) involucran mayor cantidad de *bedsets* y por ende de espesor sedimentario respecto a los ciclos superiores (**C3** y **C4**).

Las trayectorias mostradas representan un desplazamiento aparente, ya que como se mostró previamente la orientación de la línea de costa para los sucesivos *bedsets* no es constante (ver sección 5.2.3). Por ello, se calcularon valores relativos de desplazamiento de la línea de costa teniendo en cuenta la orientación de cada *bedset* (figura 5.12). Como se mencionó, los valores no son absolutos ya que no se pudo determinar el límite hacia el continente que se desplazó la línea de costa durante la transgresión. Por ello, estos valores calculados no representan la progradación asociada a cada *bedset* sino un valor relativo de avance o retroceso respecto del *bedset* anterior. Otro de los supuestos asumidos es que la erosión durante la transgresión no fue lo suficientemente importante como para remover gran parte del registro sedimentario previo. El desplazamiento recalculado de la línea de costa se relaciona con el desplazamiento aparente (tomado sobre la transecta construida) por el ángulo α (siendo α el ángulo entre la orientación de la

transecta y la orientación de la línea de costa para cada *bedset*), mediante una relación trigonométrica (figura 5.12):

$$\text{seno } \alpha = \frac{\text{desp. recalculado}}{\text{desp. aparente}}$$

En general, los valores de desplazamiento calculados no superan los dos kilómetros, ya sea de avance o retroceso (expresado en valores positivos y negativos respectivamente; figura 5.12). Por otro lado, los mayores valores se dan en la parte superior, es decir asociados a los ciclos **C3** y **C4**, lo cual también indica un incremento en la inestabilidad del sistema.

5.3. Discusión

5.3.1. Arquitectura secuencial y evolución de los *bedsets*

Uno de los aspectos más interesantes de discutir acerca de la evolución secuencial de estos depósitos es el gran número de *bedsets* integrando una sola parasecuencia. Cuando se compara el número de *bedsets* definidos con ejemplos registrados previamente, se observa que se trata de un valor significativamente mayor. Trabajos previos que analizan el registro de parasecuencias, cuyos espesores varían entre 20 a 45 m (es decir de una escala similar a los de la PS400 al menos en términos de espesor sedimentario), definen una menor cantidad de unidades internas (tabla 5.1). Esto podría sugerir una complejidad estratigráfica interna mayor para el caso de PS400. Información disponible sobre la Formación Blackhawk en Utah (USA), la cual ha sido ampliamente estudiada, sugiere que las parasecuencias formadas en sistemas depositacionales de *shoreface-offshore* dominados por olas tienden a estar compuestas por 2 a 4 *bedsets* (Hampson, 2000; Forzoni *et al.*, 2015; tabla 5.1). En algunos casos excepcionales, fueron definidos hasta 9 *bedsets* dentro de una parasecuencia, pero en este caso correspondiente al desarrollo de sistemas deltaicos dominados por olas (Charvin *et al.*, 2010; tabla 5.1). Una poca cantidad de *bedsets*, típicamente 3 a 4, es también el número dominante definido dentro de otras parasecuencias investigadas en el Miembro Pilmatué (Schwarz *et al.*, 2018a; tabla 5.1). Habiendo dicho eso, la presencia de 13 *bedsets* dentro de la parasecuencia PS400 representa un caso

más bien inusual de registro estratigráfico que debió responder a una evolución altamente dinámica en su generación.

Para comprender la evolución de los *bedsets* que integran la parasecuencia PS400, es esencial evaluar la generación de los límites de *bedset* y la iniciación de un nuevo ciclo. Típicamente, los límites de *bedset* han sido identificados por estar asociados a marcados cambios en la intensidad de bioturbación de los depósitos, el amalgamamiento de capas de tormenta, y/o cementación diferencial (Hampson, 2000; Hampson y Storms, 2003; Charvin *et al.*, 2010; Hampson *et al.*, 2011; Forzoni *et al.*, 2015; Zecchin *et al.*, 2017). Adicionalmente, de acuerdo a la naturaleza de la superficie, dos tipos diferentes de discontinuidades han sido definidas (Hampson, 2000): no depositacionales y erosivas (figura 5.13). Las primeras responden simplemente a un descenso en la tasa de sedimentación por causa de un ascenso relativo del nivel del mar y/o un descenso en la intensidad de olas de tormenta (Hampson, 2000; Hampson y Storms, 2003; Storms y Hampson, 2005). Las superficies erosivas, están marcadas por un abrupto cambio en el amalgamamiento de capas de tormenta asociado a un incremento en el tamaño de grano y contenido de arena. Estas últimas se asocian a un descenso del nivel de base de olas de tormenta ya sea por un régimen de tormentas más energético o una caída relativa del nivel del mar (Hampson, 2000). Esto llevó a algunos autores a postular que los cambios en las condiciones de procesos de tormenta (término definido como *storminess* por la bibliografía) son comúnmente los responsables de la generación de límites de *bedset* (Hampson, 2000; Hampson y Storms, 2003; Storms y Hampson, 2005). En ese caso, se asociarían a desplazamientos menores de la línea de costa (Hampson, 2000), tanto hacia el continente (discontinuidades no depositacionales) como hacia el mar (figura 5.13). Para el primer caso, los límites representarían superficies transgresivas, mientras que serían regresivas para el segundo. Más recientemente, sin embargo, algunos autores han sugerido que estos límites de *bedset* no se asociarían completamente a dislocaciones de la línea de costa, sino más bien a factores locales autocíclicos como cambios en el clima de olas, sin la necesidad de una profundización relativa. Los límites de *bedset* se asociarían a pequeños cambios de facies o incluso sin cambio, lo cual podría resultar en el contacto de facies adyacentes volviendo su extensión lateral menos reconocible (Zecchin *et al.*, 2017).

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

Autor/es	Unidad litoestratigráfica, Localidad	Sistema depositacional	Parasecuencia	Número de bedset
Hampson (2000)	Kenilworth Mb., Book Cliffs, Utah, USA	Shoreface-offshore dominado por olas	Ps4	3
Forzoni <i>et al.</i> (2015)	Blackhawk Fm., Wasatch Plateau, Utah, USA	Shoreface-offshore dominado por olas	Ksp 040	4
Hampson (2016)	Aberdeen Mb., Blackhawk Fm., Book Cliffs, Utah, USA	Shoreface-offshore dominado por olas a delta fluvio dominado	Ab1	2
		Shoreface-offshore dominado por olas	Ab2	2
Charvin <i>et al.</i> (2010)	Aberdeen Mb., Blackhawk Fm., Book Cliffs, Utah, USA	Delta dominado por olas	Ab1	9
Somme <i>et al.</i> (2008)	Sunnyside Mb. Blackhawk Fm., Book Cliffs, Utah, USA	Delta dominado por olas	S2	7
		Delta dominado por olas	S3	3
		Shoreface-offshore dominado por olas	Ps2	2
Pattison (1995)	Kenilworth Mb., Book Cliffs, Utah, USA	Shoreface-offshore dominado por olas	Ps3	2
		Shoreface-offshore dominado por olas	Ps7 (Price River)	3
		Shoreface-offshore dominado por olas	Ps8 (Battleship Butte)	4
		Shoreface-offshore dominado por olas	PS240	6
		Shoreface-offshore dominado por olas	PS300	4
Schwarz <i>et al.</i> (2017)	Pilmatué Mb., Agrio Fm, Neuquén, Arg.	Shoreface-offshore dominado por olas	PS360	3
		Shoreface-offshore dominado por olas	PS380	3
		Shoreface-offshore dominado por olas	PS500	1

Tabla 5.1 Trabajos previos realizados a escala de intraparasecuencia contrastando el número de *bedsets* definidos en diferentes parasecuencias.

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

Los límites de los *bedset* investigados para la parasecuencia PS400 muestran suaves pero considerables cambios de fajas de facies, es decir una relativa profundización del sistema (figura 5.13C). Más comúnmente, facies de **OT** sobreyacen facies de **LS**, y muy ocasionalmente **US**, sugiriendo que existió un desplazamiento de la línea de costa hacia el continente (figura 5.13C), y que como se demostró previamente oscila en valores constantes que no superan los 2 kilómetros. Se interpretaron depósitos de transgresivos residuales (ver sección 4.4.2), asociados a estos límites de *bedset*. El ravinamiento de olas de los sedimentos del *shoreface* habría sido el proceso que generó la concentración de material residual como valvas, ooides y gravas, formando niveles esqueléticos dominados por elementos carbonáticos. Estos depósitos de ravinamiento están asociados al rápido ascenso relativo del nivel del mar causando la erosión del *shoreface* (Tamura *et al.*, 2003). Debido a que los concentrados esqueléticos fueron generados por procesos de retrabajo del *shoreface* durante la transgresión del sistema, su límite hacia el mar está marcado por la posición que habría tenido el nivel de base de influencia de olas tanto de buen tiempo como de tormenta (figura 4.21A). A diferencia de otros estudios, donde los límites de *bedset* pierden su expresión hacia zonas proximales del sistema, principalmente dentro de depósitos de **US** (Sømme *et al.*, 2008), los concentrados esqueléticos producto del ravinamiento de las olas permiten correlacionar las superficies a lo largo de casi toda el área de estudio (figura 5.8A).

Definitivamente, los límites de *bedset* identificados para la parasecuencia PS400 representan discontinuidades erosivas transgresivas asociadas a procesos de ravinamiento de olas (**SRO**; figura 5.13C). Superficies transgresivas constituyendo límites de *bedset* habían sido documentados previamente pero como discontinuidades no depositacionales (Hampson, 2000; Hampson y Storms, 2003; Hampson *et al.*, 2008a; Charvin *et al.*, 2010; figura 5.13A). Por otro lado, procesos de ravinamiento de olas habían sido descritos asociados límites de parasecuencia (Hampson y Storms, 2003; Forzoni *et al.*, 2015; Zecchin *et al.*, 2017; Schwarz *et al.*, 2018a), pero no así a discontinuidades de menor jerarquía. Por lo tanto, límites de *bedset* constituyendo superficies erosivas transgresivas son documentadas por primera vez en este trabajo (figura 5.13C).

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

La naturaleza de los límites de *bedsets* y su expresión a lo largo de la pendiente depositacional impacta en la arquitectura secuencial resultante. Como se dijo anteriormente, las superficies limitantes corresponden a superficies transgresivas de carácter erosivo en los sectores proximales del sistema depositacional, pero pasan a discontinuidades transgresivas de no deposición hacia la parte distal (figuras 5.8A y 5.13C). Este comportamiento de la superficie, relacionado con la posición en el sistema, está claramente controlada por el rango de influencia de las olas durante la transgresión. Debido a que la distribución de los depósitos transgresivos basales de los *bedsets* está fuertemente ligada a la naturaleza de la superficie limitante, la arquitectura secuencial de los *bedsets* individuales también cambia desde sectores proximales a distales. Específicamente, los *bedsets* presentan una arquitectura transgresiva-regresiva en los sectores proximales (similar a los ciclos T-R definidos por Zecchin y Catuneanu, 2013; Zecchin *et al.*, 2017), y pasan a unidades enteramente regresivas en los sectores distales (figuras 5.8A y 5.13C). Estos segmentos enteramente regresivos encajarían mejor con la definición original de *bedsets* como sucesiones concordantes de estratos genéticamente relacionados, limitados por superficies erosivas, no depositacionales, o sus correlativas conformidades (Van Wagoner *et al.*, 1990).

Zecchin y Catuneanu (2013) proponen el uso del término *bedset* sólo para ciclos independientes de trasgresiones o regresiones, y cuyo reconocimiento está limitado espacialmente dentro del sistema depositacional. Sin embargo, el presente trabajo muestra superficies de inundación asociadas a límites de *bedset*, colocando facies de **OT** por encima de facies de **LS** o **US**. Este cambio vertical representa un desplazamiento de la línea de costa relacionado con un incremento abrupto en la acomodación del sistema. Por lo tanto, los *bedsets* no son necesariamente independientes de desplazamientos de la línea de costa y podrían ser definidos como sucesiones de alta frecuencia (de quinto o sexto orden), limitados por superficies de inundación y la consiguiente profundización del sistema (figura 5.13C).

5.3.2. Modelo de desequilibrios sedimentarios y posibles controles

Uno de los aspectos más llamativos de los trece *bedsets* identificados dentro de la PS400 es el amplio rango de orientaciones de las sucesivas líneas

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

de costa, reconstruidas mediante relaciones laterales de asociaciones de facies y paleocorrientes medidas. Cuando se analizan los sucesivos *bedsets*, la orientación de la línea de costa no es perfectamente este-oeste sino que varía entre el azimut N120° y N170°, y sucesivos *bedsets* muestran un cambio de orientación de hasta 10-15°, tanto en sentido horario como anti horario (figura 5.9). A pesar de que la determinación del tiempo de generación de cada *bedset* no es posible debido a la falta de dataciones de alta resolución, la formación de éstos debería corresponder típicamente a una escala temporal de 10² a 10⁴ años (Hampson y Storms, 2003). Así, cambios relativos en el nivel del mar operando a esa escala temporal (sexto orden; según Hampson y Storms, 2003), podrían ser considerados para explicar la formación de los *bedsets* dentro de la PS400. Períodos de ascenso relativo del nivel del mar podrían ser suficientes para explicar migraciones menores de la línea de costa, junto con procesos de ravinamiento de olas y la consiguiente formación de residuos transgresivos en sistemas de *shoreface*. Sin embargo, un cambio significativo en el sentido de progradación en el subsiguiente *bedset* no puede ser explicado fácilmente sólo con cambios relativos del nivel del mar.

Los sistemas dominados por olas se construyen a través del tiempo por la acreción hacia el mar de diferentes conjuntos de cordones litorales (Tamura, 2012; figura 5.14A), y su registro estratigráfico que representa una escala temporal de miles de años (Rodríguez y Meyer, 2006), ha sido asociado a la formación de *bedsets* con arreglo interno somerizante, dentro de parasecuencias (Hampson *et al.*, 2008a; Sømme *et al.*, 2008). En ese sentido, la morfología de la línea de costa y su evolución está controlada por el aporte de sedimento y su distribución dentro del sistema depositacional a través de las olas y las corrientes. Además, los sets de cordones litorales, observados en planta, presentan superficies limitantes erosivas asociadas a cambios en la dirección de migración de la línea de costa en respuesta a desequilibrios en el sedimento disponible (Hampson *et al.*, 2008a). Este tipo de desequilibrios costeros en el aporte de sedimento son comúnmente disparados por cambios en las condiciones climáticas. Los sistemas costeros y especialmente aquellos con una fuerte influencia de olas, son usualmente muy sensibles a cambios en las condiciones climáticas, en particular a las variaciones en la intensidad y dirección de los vientos, los cuales gobiernan la dinámica de las corrientes asociadas (Davidson-Arnott, 2010). Estas últimas son eventualmente las

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

responsables del transporte de sedimento en sectores marinos someros (figura 5.14A). Para costas dominadas por olas y tormentas, las propiedades físicas de las olas tales como amplitud, período y dirección de aproximación (colectivamente referidas como clima de olas, Howard y Reineck, 1981) son determinantes sobre el balance/disponibilidad de sedimento en el sistema costero (Clifton, 2006). El clima de olas no sólo debe ser considerado para condiciones de buen tiempo, sino para condiciones de tormenta, es decir tener en cuenta la frecuencia, dirección e intensidad de las olas generadas durante las mismas (término acuñado como *storminess*, Hampson, 2000). El clima de olas puede ser relativamente constante por escalas temporales de 10^2 a 10^3 años (Li *et al.*, 2015), pero no necesariamente para períodos mayores. Cualquier cambio en el clima de olas, por ejemplo el ángulo de aproximación de olas (Ashton *et al.*, 2001), modifica la dinámica de transporte costero que puede resultar en cambios en el ingreso y salida de sedimento del sistema o en su distribución lateral (por ejemplo en la disponibilidad de sedimento). Cuando esto sucede, parte del sedimento previamente acumulado puede ser erosionado debido a que los patrones de circulación longitudinal son modificados (Aagaard, 2011). La erosión extendida de la costa genera un déficit de sedimento que provoca una interrupción en el avance del sistema hacia el mar o incluso un retroceso hacia el continente (figura 5.14B). El sistema cambia su sentido de progradación, rotando, con el objetivo de reducir el alto ángulo de aproximación de las olas y subsanar el desequilibrio en el aporte de sedimento generado (figura 5.14C).

Estos desequilibrios en la disponibilidad de sedimento pueden operar a diferentes escalas. La rotación de playas es un proceso de rotación de la línea de costa asociado a desequilibrios en la disponibilidad de sedimento, ampliamente descrita en el corto término (10^1 a 10^2 años) debido a oscilaciones estacionales del clima de olas o fenómenos excepcionales como tsunamis y grandes tormentas (Short *et al.*, 1995; Ranasinghe *et al.*, 2004; Short y Trembanis, 2004; Short *et al.*, 2014; Harley *et al.*, 2015). Cambios entre la entrada y salida de sedimento generan inestabilidades en la dinámica del sistema, causando zonas de avance y retroceso de la línea de costa que coexisten lateralmente. Los procesos de progradación o retrogradación de la línea de costa asociados a desequilibrios de sedimento también pueden operar a escalas mayores de tiempo en sistemas costeros dominados por olas.

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

Fruergaard y colaboradores (2015b), reportaron dos sucesiones somerizantes, de escala métrica, de depósitos de *shoreface* a playa separados por una superficie transgresiva de ravinamiento en un sistema Holoceno de isla barrera que puede ser tomado como una unidad equivalente a dos *bedsets* sucesivos de la parasecuencia PS400. Los eventos de progradación duraron 500 a 1000 años, separados por 3000 años de no depositación que podrían tenerse en cuenta como una etapa retrogradacional (Fruergaard *et al.*, 2015b). Estos autores sugieren que las variaciones en la tasa de aporte de sedimento debido a cambios en la deriva litoral podrían haber sido uno de los posibles controles en la alternancia entre etapas de progradación y retrogradación, sobreimpuestas a un ascenso estable del nivel del mar de largo término (Fruergaard *et al.*, 2015b).

Por otra parte, un proceso similar pero a un orden temporal de mayor escala, ha sido propuesto para sets de parasecuencias, donde la orientación de la línea de costa cambia entre sucesivas parasecuencias debido a cambios laterales en el balance de sedimento (Madof *et al.*, 2016). En este contexto, los sucesivos *bedsets* de la PS400 mostrando diferentes direcciones de progradación y limitados por superficies transgresivas pueden ser atribuidos a procesos similares relacionados con desequilibrios de sedimento. Luego de cada transgresión del sistema, ocurrió una reconfiguración del mismo (similar a procesos de rotación de playas), evidenciado por la reorientación en el sentido de progradación. Variaciones en el clima de olas podrían ser propuestas como un mecanismo de control factible en la evolución de los *bedsets* (figura 5.15). Se propone un posible modelo de evolución de *bedsets* y generación de superficies limitantes, asociadas al ángulo de aproximación de las olas y la intensidad de las corrientes longitudinales (figura 5.15A). Un incremento en el ángulo de aproximación de las olas provoca el aumento en la intensidad de las corrientes longitudinales, lo cual desequilibra la disponibilidad de sedimento y la dinámica del *shoreface* resultando en una retrogradación (figuras 5.14B y 5.15B) Así, el sistema rota y cambia su sentido de progradación con el objetivo de disminuir el elevado ángulo con que aproximan las olas y anular el desequilibrio generado (figura 5.15C). Disminuciones en el aporte de sedimento o incluso la generación de zonas de erosión por cambios en las corrientes, generan la carencia de sedimento del sistema resultando en transgresiones relativas menores con ravinamiento de

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

olas asociado. También, dichos cambios pueden ser propuestos como mecanismos disparadores de cambios en la dirección de migración de la línea de costa entre sucesivos *bedsets*. En resumen, la evolución de medio término de los sistemas marinos someros puede estar fuertemente controlada por cambios en su propia dinámica de transporte. Los desequilibrios en la disponibilidad de sedimento son el mecanismo que provocaría la reconfiguración del sistema, lo cual resulta en una arquitectura estratigráfico-secuencial interna muy compleja que se registró en la PS400.

5.3.3. Grupos de *bedsets*

Cuando se analiza el apilamiento vertical de *bedsets* dentro de la parasecuencia y la arquitectura secuencial resultante, se observa que no todos los *bedset* presentan el mismo diseño interno. Sumado a ello, ciertos aspectos de los *bedsets* permiten agruparlos de determinada manera, lo cual se relacionaría con la evolución secuencial de la parasecuencia estudiada. Estos grupos de *bedset* se encuentran limitados por superficies cuya naturaleza puede ser tanto transgresiva como regresiva o compuesta (**LGB**). En la sección 5.2.6 se identificaron distintas trayectorias de la línea de costa definidas en base a la posición de las sucesivas líneas de costa para cada *bedset* (figura 5.11). Dichas trayectorias se asocian a períodos de progradación y transgresión del sistema de acumulación que se relacionan directamente con el aporte de sedimento y la tasa de generación de espacio de acomodación. Los *bedset* **B1**, **B2** y **B3** corresponden a un grupo con una trayectoria ascendente positiva de bajo ángulo de la línea de costa (Helland-Hansen y Martinsen, 1996; figura 5.11) con un apilamiento progradante, lo cual correspondería a un período de tasa de regresión normal (figura 5.16), donde la relación entre la acomodación y el aporte de sedimento (A/S) es moderada a baja. Los *bedset* **B4** y **B5** muestran una trayectoria de la línea de costa ascendente positiva de alto ángulo (Helland-Hansen y Martinsen, 1996; figura 5.11), que marcan una progradación muy suave casi agradante del sistema, lo cual representa un período donde la tasa de regresión es muy baja, es decir que la relación A/S es mucho mayor. Este grupo de *bedsets* se encuentra limitado en su base por una superficie erosiva de regresión que generó un sector de *bypass* en la parte proximal, desplazando el sistema de acumulación hacia el centro de cuenca

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

(figuras 5.8B y 5.16) y generando el escalonamiento de los *bedsets*. Sin embargo, la trayectoria de la línea de costa y el diseño arquitectural resultante no se condice con esta regresión abrupta debido a que la orientación de la línea de costa para esta etapa era subparalela a la transecta construida (figura 5.9). Luego, los *bedset* **B6** y **B7** marcan una trayectoria ascendente negativa de bajo ángulo (Helland-Hansen y Martinsen, 1996; figura 5.10), marcando un período de transgresión relativa (figura 5.15) donde la línea de costa se desplazó rápidamente hacia el continente debido a una alta relación A/S. Los *bedsets* **B8** y **B9** se acumularon bajo una nueva regresión normal (A/S moderada a baja), con una importante rotación del sistema (más de 30° en sentido horario; figura 5.9), seguida de una nueva transgresión (**B10**), la cual fue abrupta y donde no hubo una rotación significativa (figura 5.9). Por encima, se observa una nueva progradación importante (**B11**) que es interrumpida por una transgresión de magnitud relativamente menor a las anteriores (figuras 5.12 y 5.16), para culminar en una fuerte progradación (A/S moderada a baja) con rotación (**B13**) previo a la transgresión regional que marca el límite de la parasecuencia. En resumen, la evolución secuencial de la parasecuencia PS400 en términos de apilamiento vertical de *bedsets* muestra una alternancia de períodos de regresión normal y transgresión. Un caso excepcional está constituido por los *bedsets* **B4** y **B5** asociados a una superficie de regresión forzada (figuras 5.8B y 5.16). Sin embargo, la trayectoria de la línea de costa (figura 5.11) y los valores de desplazamiento estimados (figura 5.12) para dichos *bedsets* no reflejan una regresión forzada debido a que presentan una orientación casi paralela a la transecta construida (figura 5.9).

Respecto a los cambios de orientación de los sucesivos *bedsets*, muchas de las superficies que marcan un cambio en el patrón de apilamiento de *bedsets* entre regresión y transgresión están asociadas a rotaciones importantes del sistema de acumulación. Esto podría indicar que estos límites marcan reconfiguraciones mayores del sistema involucrando cambios de mayor jerarquía que los límites individuales de *bedsets*. Esta nueva escala de observación intermedia entre los *bedsets* individuales y la parasecuencia significaría un incremento en la complejidad de estos depósitos teniendo en cuenta diferentes ordenes en la jerarquía de procesos. Por un lado, la parasecuencia estudiada (PS400) presenta un arreglo interno general

5 - Caracterización de *bedsets*: procesos de progradación y retrogradación del sistema *shoreface-offshore*

somerizante generado durante un aumento relativamente constante del espacio de acomodación por un ascenso relativo del nivel del mar, que permite la acumulación y preservación de aproximadamente 30 a 50 m de sedimentos marinos. Internamente, esta parasecuencia puede ser subdividida en grupos de *bedset* donde, a medida que cambia la tasa de A/S, alternan períodos de regresión y transgresión (figura 5.17). Por último, la menor escala de subdivisión corresponde a los 13 *bedsets* definidos, limitados por superficies transgresivas de intra-parasecuencia y con un arreglo interno transgresivo-regresivo (figura 5.13C) que, como se mencionó previamente, responden a cambios en el clima de olas (ver sección 5.3.2).

Los grupos de *bedset* (**GB**) representarían una nueva forma de agrupar unidades estratigráficas hasta ahora no documentada correspondiente a una escala temporal en el registro sedimentario que es intermedia entre el *bedset* individual y la parasecuencia (figura 5.17). A la hora de pensar en los mecanismos de control a los que responden estos grupos de *bedsets* se debe tener en cuenta que su escala temporal también corresponde a una jerarquía de procesos intermedia entre aquellos que controlan la construcción de una parasecuencia y los mencionados para la evolución de sucesivos *bedsets*. Los patrones en la trayectoria de la línea de costa muestran que los *bedsets* se agrupan en conjuntos de avance y retroceso de la misma. Los primeros se desarrollan en un contexto de mayor aporte de sedimento o menor acomodación respecto a los segundos (según Helland-Hansen y Martinsen, 1996). Muy frecuentemente, este tipo de fenómenos son tendientes a ser explicados mediante factores de control alocíclicos como cambios relativos del nivel del mar o cambios climáticos. Sin embargo, otra posibilidad es la de pensar en procesos autocíclicos del sistema donde ocurre un reajuste de la relación entre el aporte de sedimento (S) y la acomodación (A). Estos procesos han sido ampliamente descritos en la bibliografía como “autoretroceso de la línea de costa” (Muto y Steel 1992; Muto *et al.* 2007) y pueden actuar a cualquier escala temporal. Tienen lugar en condiciones de ascenso constante del nivel del mar que, como se mencionó previamente, ocurriría durante la construcción de la PS400. Fenómenos de autoretroceso han sido identificados a escala de set de parasecuencias (Hampson, 2016), generando trayectorias de la línea de costa hacia el continente. El principal problema radica en que estos procesos no son suficientes para explicar la regresión abrupta asociada al

comienzo de la depositación de los *bedsets* **B4** y **B5**. Por lo tanto, no existen evidencias concluyentes que permitan establecer o descartar este tipo de procesos como el mecanismo de control de los mencionados grupos de *bedset*.

5.4. Consideraciones finales

Los depósitos de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas constituyen una parasecuencia en un contexto regresivo interrumpido ocasionalmente por episodios de profundización relativa que desarrollan límites de *bedset*. Tales profundizaciones están asociadas con depósitos de ravinamiento de olas con preservación de facies transgresivas que definen estos *bedsets* como ciclos con arreglo T-R. Diferencias sedimentológicas y arquitecturales entre los *bedset* se atribuyen a una evolución estratigráfica secuencial compleja. El análisis llevado a cabo acerca de varios aspectos de los *bedsets*, tales como espesor (figura 5.5A), la proporción de depósitos generados en condiciones de buen tiempo *versus* tormenta (figura 5.10A) y la composición del **US** (figura 5.10B), han demostrado que las olas y las corrientes tuvieron un rol dominante en la evolución de sucesivos *bedsets*. Las olas no solo actuaron como un mecanismo de aporte de sedimento a la costa sino que controlaron la dinámica de corrientes longitudinales. Estas corrientes longitudinales con un alto contenido de sedimento son responsables del transporte a lo largo de la costa, removilizando material de un lugar a otro. El transporte de sedimento diferencial genera desequilibrios en el aporte resultantes en zonas de ganancia y pérdida de sedimento coexistiendo longitudinalmente. Además, los límites de *bedset* han sido interpretados como superficies de ravinamiento de olas generadas en respuesta a la erosión de las olas durante la transgresión del sistema y cuya distribución está directamente relacionada con el rango de acción de las mismas (figura 5.8A). Esto constituye el aporte de un nuevo tipo de límite de *bedset*, hasta el momento no documentado. La evidencia recolectada por el análisis arquitectural de los sucesivos *bedset* también indica que cambios en el clima de olas fueron los procesos principales de control en su evolución. En ese sentido, se elaboró un modelo factible relacionado a desequilibrios longitudinales y fenómenos de

reorientación (figura 5.15) como generador de unidades de intraparasecuencia a escala de medio término (10^3 a 10^5 años).

Mediante el análisis de alta resolución de estos depósitos se pudieron identificar hasta 3 escalas distintas de observación y definir un esquema estratigráfico secuencial con sus respectivas unidades (figura 5.17). Se caracterizaron sus superficies limitantes, arquitectura interna y los posibles procesos que habrían controlado su evolución. Estos últimos involucran una amplia variedad de procesos, algunos de ellos identificados en este trabajo y otros tomados de trabajos previos (Mitchum y Van Wagoner, 1991; Muto y Steel 1992; Muto *et al.* 2007; Sømme *et al.*, 2008; Hampson, 2016). La evolución de la PS400 muestra una elevada complejidad, que podría tener implicancias directas por ejemplo a la hora de su caracterización como potencial reservorio de hidrocarburos (capítulo 7).

Capítulo 6

Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore*: procesos de acreción y erosión, y la morfología resultante

6.1. Del registro fósil a la geomorfología

6.1.1. Depósitos de *nearshore*

6.1.2. Sistemas con barras y sin barras

6.2. Análisis arquitectural en depósitos de *nearshore*

6.2.1. Introducción al análisis arquitectural en depósitos de *nearshore*

6.2.2. Elemento arquitectural Tipo 1 (EA1)

6.2.3. Elemento arquitectural Tipo 2 (EA2)

6.2.4. Elemento arquitectural Tipo 3 (EA3)

6.3. Discusión

6.3.1. Arquitectura resultante de costas disipativas y reflectivas

6.3.2. El contexto secuencial como control en la arquitectura preservada

6.3.3. Posibles respuestas en los sectores distales

6.4. Consideraciones finales

6.1. Del registro fósil a la geomorfología

6.1.1. Depósitos de *nearshore*

En el capítulo anterior se describieron los resultados de un análisis estratigráfico secuencial, realizado a escala de intraparasecuencia. Mediante este estudio se pudieron interpretar los procesos de progradación y retrogradación que tuvieron lugar durante la evolución de los sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas del Miembro Pilmatué (capítulo 5). Se definieron unidades de alta frecuencia (conocidas como *bedsets*), cuyo conjunto constituye el registro estratigráfico interno de una parasecuencia.

6 - Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore*: procesos de acreción y erosión, y la morfología resultante

Existe una asunción clásica de que la configuración de un sistema de *shoreface-offshore* permanece relativamente constante durante la progradación de una parasecuencia (figura 6.1A), es decir que no existen grandes cambios en términos de distribución de facies y arquitectura entre los sucesivos *bedsets*. Variaciones en la naturaleza del sistema de acumulación, sí habrían ocurrido a escala de *sets* de parasecuencias, donde muy frecuentemente se observan cambios en los procesos sedimentarios dominantes, que pueden resultar en depósitos de *shoreface* asociados a costas lineares con claro dominio de olas o sistemas asociados a deltas (Mitchum y Van Wagoner, 1991; Charvin *et al.*, 2010; Forzoni *et al.*, 2015).

Los modelos de facies clásicos para este tipo de sistemas de *shoreface-offshore* muestran un diseño clásico somerizante donde los depósitos de *upper shoreface* están típicamente constituidos por arenas y/o gravas con estratificación entrecruzada de alto ángulo, producto de la migración de dunas 3D (Walker y Plint, 1992; Galloway y Hobday, 1996; Reading y Collinson, 1996). Por su parte, los depósitos de *foreshore* consisten mayormente en arenas y/o gravas con estratificación horizontal o de bajo ángulo generados por una capa plana de alto régimen (Walker y Plint, 1992; Galloway y Hobday, 1996; Reading y Collinson, 1996). El conjunto de ambos sectores de acumulación de sedimento (*upper shoreface* y *foreshore*), será unificado bajo el término *nearshore* para este trabajo (figura 6.1A), basándose en modelos previos, tanto sedimentológicos como sobre geomorfología costera (Clifton, 2006; Bird, 2008). Esta definición de *nearshore* no es unánime sino que varía según los autores (ver figura 1.1, Davidson-Arnott, 2010).

Como se explicó en el capítulo 4, los depósitos estudiados del Miembro Pilmatué corresponden a un sistema de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas (ver sección 4.4.1). La forma de delimitar a los distintos sectores que componen los sistemas marinos someros dominados por olas depende principalmente de sus procesos presentes, interpretados a partir de las facies y asociaciones de facies preservadas. Los principales procesos que mueven sedimento en la costa son las olas, las mareas y distintos tipos de corrientes, episódicamente interrumpidas por las tormentas. El *nearshore* como conjunto de los sectores de *upper shoreface* y *foreshore*, agrupa las facies sedimentarias generadas por procesos de rompiente y, de saca y resaca de olas durante su aproximación hacia la costa. El rango espacial y de procesos involucrados por

el *nearshore* no es unánime, sino que adquiere distintas concepciones según los autores. Desde un enfoque geomorfológico, se considera que su límite hacia el mar corresponde a la batimetría donde las olas mayores de tormenta comienzan a afectar el fondo (Davidson-Arnott, 2010).

Hoy en día existen una amplia variedad de sistemas marinos someros dominados por olas, distribuidos alrededor del mundo y en diversas latitudes (Nyberg y Howell, 2016). Estos sistemas dominados por olas presentan una elevada variabilidad morfológica con un amplio espectro de configuraciones posibles (figura 6.1A). Esta variabilidad no se corresponde con los modelos de facies realizados para sucesiones antiguas. Uno de los mayores interrogantes del estudio de sucesiones marinas es poder discernir y establecer bases que permitan interpretar, a partir del registro fósil, la configuración morfológica que pudo haber tenido una costa durante su evolución en el tiempo.

El análisis arquitectural de detalle permite reconstruir distintos elementos que constituyen la expresión de la configuración y la dinámica de evolución de medio término de los sistemas de acumulación. En otras palabras, el diseño arquitectural preservado en depósitos de *shoreface-offshore*, registra procesos de acreción y erosión de alta frecuencia que operan a escala de la evolución de medio término. Dicho análisis arquitectural a partir del registro sedimentario antiguo, tiene sus limitaciones a la hora de interpretar elementos morfológicos. El ajuste crono estratigráfico y sobre todo la reconstrucción de la morfología del sistema, son algunas de las limitaciones más frecuentes que presenta el análisis del registro de sistemas sedimentarios antiguos. En ese sentido, el estudio de análogos de afloramiento basado en la comparación con sistemas de acumulación holocenos y/o pleistocenos, brinda otro tipo de información arquitectural directamente asociable a la morfología y a reconstrucciones paleoambientales. La analogía con la arquitectura identificada en sistemas de depositación reciente nos permite ampliar el abanico de posibles explicaciones a problemáticas surgidas, comparando atributos arquitecturales equivalentes e invocando procesos conocidos para su evolución (por ejemplo cambios en el nivel del mar de muy alta frecuencia, cambios climáticos o la interacción entre dos o más sistemas de acumulación diferente). La comparación con sistemas recientes ha sido una herramienta ampliamente utilizada para la interpretación del registro de alta frecuencia de distintos sistemas de acumulación, ya sean deltas (Bhattacharya *et al.*, 2004;

Graham *et al.*, 2015a), estuarios (Smith, 1988) o barreras (Grammer *et al.*, 2004; Sixsmith *et al.*, 2008; Harris, 2010). Muchos de estos estudios tienen su enfoque en el refinamiento de modelos de reservorios a partir de la comparación con unidades arenosas fósiles que presentan reservorios de hidrocarburos, sobre todo en casos de escaso volumen de información (Torabi, 2010).

El foco en este capítulo es analizar la arquitectura de diferentes depósitos de *nearshore* (**US+Fs**), identificados dentro de la PS400 (figura 6.1B), compararlos con elementos arquitecturales identificados en sistemas holocenos, y a partir de allí poder reconstruir distintas configuraciones morfológicas que pudo haber adquirido el sistema e interpretar cómo podrían reflejarse en el registro fósil los procesos de acreción y erosión ocurridos sobre la faja de *nearshore*. Este tipo de procesos de acreción y erosión condicionan el balance de sedimento que ingresa y sale del sistema y a su vez, tienen influencia directa sobre la evolución de medio término. Se espera que a través de vincular el registro fósil con el análisis de depósitos recientes y conceptos de dinámica costera de sistemas actuales, se puedan establecer ciertos elementos de análisis claros que permitan comprender mejor la relación que existe entre las diferentes escalas de observación. Conocer mejor la relación entre los sistemas sedimentarios recientes y la transmisión de sus depósitos al registro fósil, permitirá mejorar el entendimiento sobre la evolución de los sistemas marinos someros dominados por olas.

6.1.2. Sistemas con barras y sin barras

El diseño arquitectural de los depósitos es definido por procesos de determinada escala que condicionan la sedimentación en el sistema. De esta forma, la dinámica de transporte de sedimento impacta directamente en la generación de elementos morfológicos y su preservación al registro fósil. Uno de los principales elementos morfológicos que caracterizan a los sistemas marinos someros dominados por olas, son las barras. Las barras son geoformas costeras producto de la acumulación de arena, que caracterizan a la zona de *nearshore* (comúnmente denominadas barras de *nearshore*; Greenwood y Mittler, 1985; Elgar *et al.*, 2001; Houser y Greenwood, 2005; Aagaard *et al.*, 2013). Debido a que contienen gran parte del sedimento

acumulado en las costas, analizar su comportamiento puede ayudar a comprender mejor el registro sedimentario de alta resolución y predecir la evolución de este tipo de sistemas en el tiempo. Uno de los principales interrogantes sobre la dinámica de las barras es su preservación en el registro, sobre todo de largo término. Las barras constituyen elementos altamente dinámicos que se forman y destruyen en términos de días a semanas. Su preservación está directamente relacionada con la tasa y sentido de migración, vinculada a la progradación del sistema (Hunter *et al.*, 1979). Sin embargo, la identificación de depósitos de barra en el registro sedimentario es puntual y se limita a la preservación de facies que caracterizan la parte basal del flanco que apunta hacia el mar (Greenwood y Mittler, 1985).

Las barras constituyen importantes elementos en costas cuya dinámica de olas es disipativa, ya que cumplen un rol clave en la regulación de la energía de las olas en la zona de *surf*, afectan los procesos que ocurren en la playa y son el principal mecanismo de acreción de sedimento en la costa (Elgar *et al.*, 2001; Anthony, 2008). Pueden ser submareales o intermareales y han sido descritas no solo en cualquier tipo de rango mareal, sino también en costas dominadas por olas de buen tiempo o por tormentas (Wijnberg y Kroon, 2002; Aagaard y Kroon, 2007). Los mecanismos de formación de barras aún no son completamente comprendidos, pero responden a la interacción entre fuerzas de fluidos y el sustrato de la zona de *surf* (Anthony, 2008), y su movilidad depende del transporte de sedimento transversal y longitudinal a la línea de costa (figura 6.2). El transporte transversal a la línea de costa controla el movimiento de la barra hacia el mar o hacia el continente. Cuando la barra se mueve hacia el continente, bajo condiciones de olas de buen tiempo, puede terminar anexándose a la costa, generando un perfil de berma y aportando sedimento a la playa. Durante las tormentas, las barras son erosionadas al igual que el resto de la playa, sobre todo en el sector de la cresta y gran parte de su sedimento es removilizado hacia el mar, lo cual resulta en una peneplanización del perfil de playa (Aagaard *et al.*, 2002). La migración de las barras hacia el mar durante las tormentas (Dean, 1977), resulta de la relación entre los flujos de relajación que viajan por el fondo y el cambio batimétrico (Thornton *et al.*, 1996; Gallagher *et al.*, 1998). En general, el movimiento de las barras hacia el continente, producto de olas pequeñas de buen tiempo es más gradual y lento, que su migración hacia el mar, producto

de grandes olas durante tormentas (Wright y Short, 1984). Estudios de laboratorio han demostrado que existe una retroalimentación positiva entre la migración hacia el continente de las barras y la variación en la aceleración del flujo producto de las olas (Elgar *et al.*, 2001).

Por su parte, las corrientes longitudinales como mecanismo de transporte y redistribución de sedimento a lo largo de la costa, también juegan un rol clave en la dinámica de barras e incluso en ciertos casos pueden resultar en la formación de espigas por la migración lateral de las barras. En general, la influencia de las corrientes longitudinales lleva a una compleja configuración de la costa correspondiente a los estadios intermedios previamente descritos (Short, 1979; Wright y Short, 1984).

La generación de barras está íntimamente ligada al comportamiento de las olas a medida que llegan a la costa (figura 6.2), y más precisamente a la forma que tienen las mismas de disipar su energía (Hunter *et al.*, 1979 Clifton, 2006; Aagaard *et al.*, 2013). En su aproximación a la costa, una ola puede perder su energía debido a distintos procesos: somerización, refracción, difracción, disipación por fricción con el fondo, disipación por percolación, ruptura e interacción con otras olas o corrientes (Davidson-Arnott, 2010). Existen tres grandes estadios por los que puede evolucionar una costa en base al comportamiento de las olas: estadios reflectivos, intermedios y disipativos (Wright y Short, 1984). El estadio intermedio, a su vez, puede ser subdividido en cuatro etapas internas asociadas a la morfología de la/s barra/s (Short, 1979; Wright y Short, 1984).

Esta clasificación de las costas en base al comportamiento de las olas puede vincularse, de manera simplificada, con la presencia o no de barras, debido a que las mismas constituyen uno de los elementos más frecuentes y son el resultado de la dinámica de olas. Las playas disipativas poseen un perfil irregular generado por la presencia de una o múltiples barras, lo cual genera que las olas puedan romper a considerable distancia de la costa. Esto genera el buen desarrollo de una zona de *surf* con rompiente de olas y la disipación de su energía (Aagaard *et al.*, 2013). Las costas reflectivas por su parte, poseen una pendiente levemente escarpada donde las olas rompen directamente sobre la playa (Aagaard *et al.*, 2013). La energía es reflejada la playa y refractada longitudinalmente. Esto genera una morfología cuspada y la ausencia de

barras. La dinámica de transporte de sedimento puede variar entre períodos de acreción y de erosión (Wright y Short, 1984; Short, 1999; figura 6.2). Esto modifica no solo los sectores que reciben sedimento, sino también el sentido de transporte neto, que puede ser hacia el continente o hacia el mar.

6.2. Análisis arquitectural en depósitos de *nearshore*

6.2.1. Introducción al análisis arquitectural en depósitos de *nearshore*

La vinculación vertical y lateral de las distintas asociaciones de facies, junto con la identificación de superficies internas y relaciones estratigráficas, permitió definir el diseño arquitectural de los depósitos de *nearshore* y a partir de allí, interpretar elementos morfológicos que formaron parte del sistema de acumulación. El análisis arquitectural permite no sólo identificar superficies claves, sino determinar su geometría y extensión a partir del análisis 2D de los afloramientos. A partir de ello, se establecen elementos arquitecturales definidos por Allen y Crowley (1983) como litosomas de determinada jerarquía, que contienen atributos deposicionales.

Se realizó un análisis arquitectural de los diferentes litosomas reconocidos, más precisamente de aquellos interpretados, mediante sus facies, como depósitos de *nearshore* (*upper shoreface* - *foreshore*). La utilización de perfiles de detalle (a escala 1:10), fotomosaicos y paneles arquitecturales permitió analizar los depósitos preservados en un sentido bidimensional permitiendo incorporar al análisis facial ya realizado, nuevos elementos como geometría de cuerpos, orientación y jerarquización de discontinuidades, y distribución de dichas facies mencionadas. Los perfiles de detalle se focalizan en los principales atributos sedimentarios de los depósitos de *nearshore*, pero también en sus relaciones estratigráficas. La separación entre perfiles fue entre 15 y 30 metros en un sentido sur (proximal) a norte (distal).

El análisis arquitectural realizado se basó en tres atributos fundamentales: las superficies limitantes de cada elemento, las superficies internas y las facies y su distribución. El primer atributo corresponde al techo

y la base de los depósitos de *nearshore*, la naturaleza de dichas superficies y su relación estratigráfica con los depósitos supra e infrayacentes respectivamente. Luego, el análisis de las superficies internas involucró el establecimiento de jerarquías de superficies a partir de relaciones de corte, así como su orientación en el espacio. Se evaluaron las facies presentes, sus procesos interpretados y la manera en que éstas se distribuyen dentro del elemento arquitectural en base a la presencia de las distintas superficies internas identificadas. La caracterización y la distribución espacial de los elementos arquitecturales identificados en los distintos *bedsets* permitieron no sólo reconstruir las diferentes configuraciones morfológicas que pudo haber tenido el sistema de acumulación a lo largo del tiempo, sino también enmarcarlas en la arquitectura estratigráfica general de la parasecuencia y su evolución de medio término.

Una vez identificados los distintos atributos que caracterizan la arquitectura de los depósitos de *nearshore* en cada caso, se compararon dichos elementos con diseños arquitecturales descriptos para fajas costeras dominadas por olas de edad holocena. La comparación se realizó contrastando la información con prospecciones de sondeos terrestres por radar (GPR) realizados en los estudios de sistemas recientes. La reflexión de sísmica somera conocida como *Ground Penetrating Radar* (GPR) ha sido extensivamente utilizada para reproducir la arquitectura interna de las fajas costeras dominadas por olas (Clemmensen *et al.*, 2001; Bristow y Pucillo, 2006; Lindhorst *et al.*, 2008; Tamura *et al.*, 2008; Barboza *et al.*, 2011; Fruergaard *et al.*, 2015a). Esta herramienta significó todo un avance en el análisis del registro reciente ubicado en subsuelo de zonas costeras que marca la evolución de los últimos miles de años y que hasta el momento solo podía ser estudiado mediante la obtención de testigos 1D con técnicas como el *vibracoring* o por el aprovechamiento temporal de canteras de explotación y construcciones edilicias. El análisis de la geometría y orientación de los reflectores sísmicos generados a partir de las distintas discontinuidades presentes, permite definir unidades arquitecturales denominadas facies radar. La integración de la información arquitectural que brinda el GPR, junto con el análisis detallado de facies y procesos a partir de testigos, y sumado a estudios de datación de alta resolución, ha permitido establecer reconstrucciones paleoambientales y de la evolución temporal de las costas

muy confiables, así como también ha permitido interpretar posibles controles asociados a dicha evolución (Bristow y Pucillo, 2006; Fruergaard *et al.*, 2015b). Las facies radar definidas por los diferentes casos de estudio citados, fueron contrastadas con los atributos arquitecturales identificados en los depósitos de *nearshore* de la parasecuencia PS400.

Se identificaron tres elementos arquitecturales diferenciados en base a sus principales atributos (tabla 6.1), cada uno de los cuales llevó a sendas interpretaciones sobre la configuración morfológica que pudo haber tenido el sistema.

6.2.2. Elemento arquitectural Tipo 1 (EA1)

Descripción: Este tipo de arquitectura constituye el caso más frecuente dentro de la parasecuencia estudiada. De los once *bedsets* que contienen depósitos de *nearshore*, ocho presentan este tipo de diseño, con variables orientaciones de la línea de costa (figura 5.9). Estos depósitos presentan espesores que oscilan entre 0,5 y 2 m, y se caracterizan por una base que marca un incremento abrupto en la granulometría del sedimento (figura 6.3A), respecto de los depósitos infrayacentes. Como se mencionó previamente, los depósitos infrayacentes de *lower shoreface* contienen facies de areniscas silicoclásticas finas y muy finas (ver sección 4.2.3), mientras que los depósitos de *upper shoreface* consisten en facies de areniscas y areniscas mixtas sabulíticas (ver sección 4.2.4). Esta relación vertical de facies representa un brusco incremento en la energía de transporte (Clifton, 2006). Dicho incremento energético queda materializado en una superficie erosiva denominada diastema de *surf* (Zhang *et al.*, 1997; Swift *et al.*, 2003; Clifton, 2006; figura 6.3A), la cual marca el colapso y ruptura de la ola en su aproximación a la costa. Esta superficie basal de los depósitos de *nearshore* es concordante a la estratificación pero con una naturaleza levemente erosiva. Al tope de estos depósitos se ubica una superficie transgresiva de ravinamiento que marca el contacto entre facies de *upper shoreface* o *foreshore*, con facies de concentrados esqueléticos de *shoreface*. Esta superficie de ravinamiento producto de la acción de olas (ver sección 4.2.6), es neta y erosiva. Finalmente, el contacto entre facies de *upper shoreface* y *foreshore*, el cual pudo ser registrado en pocas ocasiones, es neto y no erosivo.

6 - Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore*: procesos de acreción y erosión, y la morfología resultante

En cuanto a su diseño interno, los EA1 forman cuerpos lenticulares de centenas de metros que son limitados por superficies erosivas horizontales a subhorizontales (figura 6.3B). La identificación de estas superficies no es sencilla debido a que su expresión refleja sutiles diferencias litológicas entre facies de *upper shoreface*. En general, dichas diferencias se dan por variaciones en la proporción de material carbonatico que presentan los depósitos, definiendo facies mixtas y silicoclásticas. Estas superficies son continuas a lo largo de cientos de metros en el afloramiento por lo que su identificación requirió de un minucioso análisis de correlación. Los depósitos de *foreshore*, a su vez, forman cuerpos de base cóncava y techo plano, con anchos de hasta 12 metros.

Las facies distribuidas en este tipo de depósitos consisten principalmente en areniscas finas a medianas, tanto de composición mixta como silicoclástica, con estratificación entrecruzada en artesa (**AMt** y **At**; Tabla 4.1; figuras 6.4A y 6.4B). Estas facies fueron descriptas previamente dentro de la asociación de facies de *upper shoreface* (ver sección 4.2.4). También se incluyen dentro de este tipo de estilo arquitectural a depósitos asignados a la asociación de facies de *foreshore* (ver sección 4.2.5), los cuales consisten en areniscas finas con capa plana de alto régimen y deformación sinsedimentaria (**Ah**; tabla 4.1, figura 6.4C). Estas facies con estratificación horizontal copian el relieve cóncavo de la base de los depósitos (figura 6.4D). Por su parte, las paleocorrientes medidas en los senos de artesas de las facies **AMt** y **At**, muestran una distribución que oscila entre una dirección paralela a la línea de costa reconstruida para cada bedset, hasta apartarse 30° máximo de la misma (figura 6.5A).

Interpretación: La base de estos elementos arquitecturales muestra un contacto erosivo con las facies infrayacentes de *lower shoreface* marcado por un abrupto incremento en la granulometría de los sedimentos (figuras 6.3A y 6.5B). Este incremento correspondiente al diastema de *surf*, marca la profundidad a la que ocurren los procesos de colapso y ruptura de las olas que caracterizan la zona de rompiente de olas.

La presencia de facies con estratificación entrecruzada en artesa como parte de los depósitos de *upper shoreface* fue interpretada como el producto de la migración de dunas asimétricas bajo la acción de flujos unidireccionales

(ver sección 4.2.4), que se generaban por la presencia de corrientes longitudinales. Cuando se analizan las paleocorrientes medidas en estas facies y se integran con las sucesivas orientaciones de la línea de costa interpretadas para cada bedset (figura 5.9), se observa una relación angular que no supera los 30° (figura 6.5A). Este valor máximo de 30° indica un sentido de transporte paralelo a subparalelo a la costa, característico de sistemas de barras y depresiones (figura 6.6), encontrados en muchas costas actuales (Clifton, 2006). Como se mencionó previamente, las costas pueden ser divididas en costas con barras y sin barras, y las corrientes longitudinales representan uno de los mecanismos que controlan la dinámica de generación de dichas barras (ver sección 6.1.2). Modelos de facies elaborados para sistemas de barras (Greenwood y Mittler, 1985; Schwartz y Birkemeier, 2004; Clifton, 2006), muestran la generación de dunas en el sector de depresión ubicado entre barras debido al pasaje de corrientes longitudinales que transportan sedimento paralelamente a la costa. En el sector de barra, donde se reduce la profundidad y se incrementa la velocidad de las olas que se aproximan a la costa, se generan ondulas y capa plana de alto régimen (figura 6.6).

Por su parte, los depósitos de *foreshore* descritos, también indican la presencia de un sistema de barras pero en este caso, generadas en el sector intermareal. La presencia de geometrías lenticulares de gran escala (hasta 12 m de ancho; figuras 6.4D y 6.5B), podría representar la preservación de las depresiones donde, en lugar de formarse dunas, se generaba capa plana de alto régimen y estructuras de deformación sinsedimentaria debido a la baja profundidad del agua y la elevada velocidad de flujo. La preservación de la geometría deposicional de las depresiones podría indicar una alta tasa de agradación. Este tipo de configuración de barras y depresiones en el sector intermareal de baja amplitud, simétricas y estables (Wijnberg y Kroon, 2002), ha sido ampliamente estudiada y definida como un sistema de *ridge and runnel* (Orford y Wright, 1978; Dabrio y Polo, 1981; Mulrennan, 1992; Chauhan, 2000; Dawson *et al.*, 2002; Anthony *et al.*, 2005).

Todo el análisis realizado hasta el momento no explica la ausencia en el registro de facies interpretadas como depósitos de barra. La preservación constituye un factor clave a la hora de vincular este tipo de sistemas de barras y depresiones con la arquitectura preservada en los depósitos Tipo 1. Clifton (2006), establece que el potencial de preservación de las barras en el registro

sedimentario es muy bajo, algo que ya había sido insinuado por trabajos previos (Davidson-Arnott y Greenwood, 1976). Durante la progradación del sistema, las barras son erosionadas producto de las corrientes con alta energía generadas dentro de la depresión ubicada inmediatamente al continente y que migra hacia el mar ocupando el espacio de la barra (Schwartz y Birkemeier, 2004; Clifton, 2006; figura 6.7). Esto genera que en un sistema de barras y depresiones, solo se preserven los sedimentos acumulados en el sector de depresión a lo largo del tiempo, separados por superficies internas de erosión subhorizontales que marcan la migración hacia el mar producto de la progradación del sistema. El diseño arquitectural descrito para estos depósitos de *nearshore* muestra una geometría lenticular de gran escala, que separa facies mixtas y silicoclásticas, limitadas por superficies levemente erosivas (figura 6.5B). Dichas superficies internas reflejan las discontinuidades generadas por procesos de acreción y erosión de sedimento durante la progradación del sistema hacia el mar (figura 6.7).

Por todo lo mencionado, los depósitos descritos fueron interpretados como acumulados en un sistema de barras y depresiones que se desarrollaban tanto en el sector submareal como intermareal (figura 6.6). El desarrollo de un diastema de *surf* en la base indica una zona de rompiente de olas bien definida, lo cual caracteriza las costas con barras donde la disipación de energía de las olas es importante y el proceso de su transformación es gradual. Esta zona de *surf* se encuentra claramente diferenciada de la zona de saca y resaca donde se acumulaban depósitos de *foreshore*.

Esta configuración descrita se asemeja a lo observado en los perfiles de GPR, por Tamura *et al.* (2008) quienes observan una reflexión difusa para los depósitos de *upper shoreface* producto de la ausencia de importantes discontinuidades internas y por encima, reflectores horizontales marcadas correspondientes al *foreshore* (figura 6.8). Estos depósitos modernos corresponden a la progradación holocena de un sistema de planicie costera en la costa de Kujukuri (Japón), en un contexto de descenso relativo del nivel del mar debido al levantamiento de los sectores continentales. Este sistema de planicie costera rectilínea cuyo diseño arquitectural se asemeja al descrito para estos elementos arquitecturales Tipo 1, posee más de 60 km de longitud (figura 6.8), y registra la progradación de los últimos 6000 años.

6.2.3. Elemento arquitectural Tipo 2 (EA2)

Descripción: Estos elementos arquitecturales fueron definidos en depósitos que pueden tener entre 4 y 5 m de espesor. La base es transicional desde los depósitos infrayacentes de *lower shoreface* (figura 6.9A). No existe una superficie marcada sino que tiene lugar un pasaje gradual de facies de areniscas finas a muy finas que caracterizan al *lower shoreface*, a facies de areniscas finas y/o areniscas mixtas de *nearshore*. Al tope se ubica una superficie transgresiva con facies asociadas de concentrados esqueléticos de *offshore* (**CO**) (figura 6.9B). Esta diferencia respecto al caso anterior se debe a que este tipo de elemento arquitectural fue descripto para el bedset B13 cuya orientación de la línea de costa era principalmente NW-SE y donde al tope se ubica el límite de la parasecuencia (figuras 5.9 y 6.1B). Por último, no existe un límite claro, entre las facies de *upper shoreface* y *foreshore*, sino que presentan un contacto transicional.

Estos depósitos corresponden a elementos arquitecturales complejos con distintas jerarquías de superficies internas. Los depósitos se disponen en capas que inclinan entre 2-15° hacia el centro de cuenca. Dichas capas presentan una geometría tangencial a la base o sigmoidal. Esta geometría tangencial no está homogéneamente distribuida sino que presenta un punto de quiebre el cual separa una parte superior con mayor inclinación (8 a 15°), denominada *foreset* propiamente dicho, y una parte inferior menos inclinada (2 a 6°), denominada *bottomset*. Dichas capas se agrupan en paquetes (PC), que presentan un ancho medido transversalmente a la línea de costa entre 30 y 40 m (figura 6.9B).

Los paquetes de capas (PC) constituyen conjuntos de estratos concordantes entre sí, agrupadas y limitadas por superficies de truncamiento. Estas superficies de truncamiento inclinan hacia el mar con valores entre 2 y 10° y presentan una geometría tangencial, similar a la de las capas individuales. Los paquetes de capas presentan una orientación similar entre sí, como lo indican los datos medidos de orientación de las capas. Sin embargo, estos paquetes de capas se encuentran separados de otros cuya orientación es significativamente distinta. Los paquetes de capas que presentan la misma dirección de migración, definen sets de paquetes de capas

(SPC; figura 6.9B), los cuales son limitados por superficies de erosión que inclinan hacia el mar. Las superficies de erosión marcan un cambio en la orientación de los paquetes de capas y presentan la misma forma e inclinación que las superficies limitantes de paquetes de capas (figura 6.9B). En definitiva, se definieron 3 jerarquías de superficies limitantes de unidades, definidas en base a la naturaleza de las mismas y sus relaciones de corte. Aquellas superficies que truncan a otras corresponden a las de mayor jerarquía. En este caso, el orden creciente en la jerarquía de las unidades arquitecturales definidas, corresponde a capas individuales – paquetes de capas – sets de paquetes de capas.

Las facies identificadas en este caso corresponden a dos litosomas de diferente composición, marcadamente alternantes entre sí: un grupo de mezcla entre materiales silicolásticos y carbonáticos, compuesto por facies de areniscas mixtas con estratificación horizontal o areniscas mixtas sabulíticas con estratificación entrecruzada en artesa (**AMh** y **SMt**; tabla 4.1), que alternan con facies silicolásticas correspondientes a areniscas silicoclásticas finas con laminación horizontal u ondulítica de oleaje (**Ah** y **Ao**; tabla 4.1). A su vez, existe una relación directa entre la distribución de facies y los dos sectores geométricamente definidos para las capas inclinadas. Las facies con estratificación horizontal (**AMh** y **Ah**; figuras 6.10A y 6.10B), caracterizan al sector de *foresets* (figura 6.10C), mientras que las facies con estratificación entrecruzada en artesa o laminación ondulítica (**SMt** y **Ao**; figuras 6.10D y 6.10E), se distribuyen en los sectores de *bottomsets* de la capas inclinadas (figura 6.10F). Las paleocorrientes medidas sobre estas facies son muy variables entre sí debido a la variabilidad de orientación con que inclinan los *foresets* (figura 6.11A).

Interpretación: A diferencia del caso anterior (ver sección 6.2.2), la base de los depósitos presenta un contacto transicional entre las facies de *lower shoreface* y *upper shoreface* (figuras 6.9A y 6.11B). Este pasaje gradual se debe a la ausencia de un diastema de *surf* definido como contacto entre ambas asociaciones de facies, lo cual indica un pobre desarrollo del sector de rompiente de olas. A la vez, la presencia de un contacto transicional entre depósitos de *upper shoreface* y *foreshore*, indica la falta de límites claros entre los sectores de transformación de las olas.

Las facies registradas para estos depósitos asignados al EA2 fueron interpretadas como el producto de la migración de formas de lecho menores respecto a las descritas para el EA1. Esto significa que dichas facies no se habrían generado por la migración de grandes formas de lecho como dunas sino de estructuras menores con escala de óndula (figura 6.12). Las paleocorrientes medidas sobre dichas óndulas indican un transporte transversal a la costa asociado a la acción de olas directas, sin influencia significativa de corrientes longitudinales. Por ello, estos depósitos fueron interpretados, desde el punto de vista de los modelos de facies, como una costa sin barras (según Clifton, 2006; figura 6.12). En este tipo de costas, la zona distal presenta óndulas asimétricas cuyo registro resultante estaría representado por facies con laminación ondulítica, mientras que en la zona proximal del *nearshore*, en cambio, dominan las facies de estratificación horizontal correspondientes a una capa plana de alto régimen.

Además de las formas de lecho de menor tamaño y los indicios de que las corrientes de transporte longitudinal eran relativamente débiles, este tipo de costas sin barras se caracterizan por sectores de comportamiento de olas poco definidos y con pasajes transicionales. Las barras son elementos morfológicos que inciden directamente sobre los fenómenos de transformación de las olas durante su aproximación a la costa y su ausencia genera que estos límites sean menos claros, por ejemplo en el pasaje entre la zona de *surf* y la de saca y resaca (Clifton, 2006).

El modelo de facies propuesto para una costa sin barras no es suficiente para explicar la compleja arquitectura interna que presentan estos depósitos. Se definieron hasta 3 jerarquías de superficies internas limitantes de unidades arquitecturales. Primeramente, las capas individuales constituyendo superficies inclinadas hacia el mar, que a su vez se agrupan en paquetes de capas (PC) limitados por superficies de erosión (figura 6.11B). Finalmente, estos paquetes de capas se agrupan en sets (SPC), evidenciados por cambios considerables en el sentido de buzamiento (figura 6.11B). Las capas fuertemente inclinadas, representarían la expresión morfológica preservada de un sistema de *nearshore* de alto gradiente, producto de la progradación del sistema en el tiempo (figura 6.13). Las superficies que limitan paquetes de capas (PC) corresponden a superficies de erosión generadas por eventos excepcionales como pudieron haber sido grandes tormentas. Por otro lado, las

superficies que limitan sets de paquetes de capas (SPC), corresponden a reconfiguraciones mayores del sistema por cambios en el régimen de olas.

El elevado gradiente, sumado a la ausencia de cambios en el relieve como puede ser la presencia de barras, genera una rápida transformación de las olas producto de súbitas pérdidas de energía en su aproximación a la costa, lo cual es evidenciado por límites transicionales entre los diferentes sectores. Por todo lo mencionado, este tipo de elemento arquitectural fue interpretado como la morfología preservada y evolución de un sistema de alto gradiente, sin barras, con escaso desarrollo de la zona de *surf* y un importante sector de saca y resaca de olas (figura 6.12).

Estos depósitos interpretados como la migración de un sistema sin barras de alto gradiente, presentan ciertas similitudes con distintos diseños arquitecturales en depósitos holocenos. Bristow y Pucillo (2006) estudiaron una planicie costera ubicada en la Bahía de Guichen (Australia). Mediante la prospección de líneas de GPR pudieron identificar el diseño arquitectural producto de la progradación holocena de la planicie costera. Los perfiles de GPR muestran un diseño de superficies inclinadas comparables con las capas inclinadas descritas, que son truncadas por superficies de erosión asociadas a cambios en la orientación de progradación del sistema (equivalentes a las superficies que limitan SPC en el EA2). Al igual que en los depósitos de EA2, no existe una diferenciación clara entre facies de *upper shoreface* y *foreshore*. Este caso de estudio corresponde, al igual que Tamura y colaboradores (2012), a una planicie costera, la cual registra la progradación del sistema durante los últimos 4000 a 7000 años. Otro caso que presenta un diseño arquitectural similar con el EA2, son los depósitos holocenos estudiados por Lindhorst y colaboradores (2008). Estos depósitos corresponden a un sistema de barrera (figura 6.14), donde la migración longitudinal y transversal de la espiga, muestra un diseño sumamente complejo con facies radar definidas a partir de reflectores inclinados (capas), separados por superficies de erosión producto de tormentas excepcionales. Esta espiga, ubicada a 15 km desde la costa alemana y con unos 30 km de extensión (figura 6.14), presenta depósitos correspondientes a la evolución de los últimos 5000 años.

6.2.4. Elemento arquitectural Tipo 3 (EA3)

Descripción: Un tercer tipo de diseño arquitectural fue descrito dentro de la parasecuencia estudiada, con espesores muy variables que pueden oscilar desde los 5 m (figuras 6.15A y 6.15B) hasta acuñarse y desaparecer completamente (desaparece en el perfil PM; figura 5.5). Sin embargo, este tipo de depósito constituye un caso excepcional, ya que se encuentra circunscripto a un determinado sector de la parasecuencia y que se asocian a determinadas condiciones de sedimentación. La base de estos depósitos constituye una superficie erosiva que trunca los depósitos infrayacentes y que ha sido interpretada como una superficie regresiva compuesta (ver sección 5.2.2). Por ello, la distribución y el origen de este tipo de depósitos se encuentran íntimamente ligada a la presencia de dicha superficie regresiva basal (figura 6.15A). Esta superficie, que trunca los depósitos de *lower shoreface* infrayacentes e incluso en ciertos casos llega a erosionar depósitos de *offshore transition* (figura 6.15B), fue interpretada como una superficie regresiva generada por un descenso relativo del nivel del mar (ver sección 5.2.2). La arquitectura y los depósitos descritos para el EA3 fueron registrados sólo para el bedset B5 (figura 6.1B), el cual sólo aflora en el sector norte del área de estudio y presentaba una orientación de la línea de costa significativamente apartada de la orientación promedio E-W (figura 5.9). El tope de estos depósitos se encuentra limitado por una superficie erosiva de ravinamiento con desarrollo de facies de CS, como se describió en la mayoría de los casos para límites de *bedsets*.

Internamente, estos depósitos se encuentran limitados por superficies erosivas con geometría tangencial a la base (figura 6.15B), que inclinan entre 5° y 10° hacia el mar. Todas estas superficies presentan una geometría de *downlap* respecto a una superficie basal erosiva que trunca los depósitos infrayacentes de *lower shoreface*. Esto genera un conjunto de superficies que inclinan hacia el mar y convergen formando una superficie compuesta (Catuneanu, 2002).

Desde el punto de vista de sus facies, se trata de paquetes de areniscas finas a medianas, mixtas o silicoclásticas, con estratificación entrecruzada en artesa (facies de **AMt** y **At**; figuras 6.16A y 6.16B), que alternan con paquetes de areniscas finas silicoclásticas, con laminación ondulítica de olas o

estratificación entrecruzada planar (facies de **Ao** y **Ap**; figuras 6.16C y 6.16D respectivamente), generando dos dominios diferentes (dominios silicoclásticos y mixtos). Estos dominios se encuentran separados por las mencionadas superficies internas que confluyen en la superficie regresiva basal (figura 6.15B). Las paleocorrientes muestran orientaciones principales para cada dominio. Las paleocorrientes tomadas en facies con estratificación entrecruzada en artesa (**AMt**), que componen el dominio mixto, muestran una dirección paralela a subparalela a la línea de costa al igual que el primer caso. Las mediciones realizadas en facies con estratificación entrecruzada planar (**Ap**) del dominio silicoclástico en cambio, muestran una orientación perpendicular a la línea de costa (figura 6.17A).

Interpretación: Las facies identificadas en el dominio mixto fueron interpretadas de igual manera que los depósitos del EA1, es decir que corresponden al producto de la migración de dunas bajo la acción de corrientes longitudinales en un sistema de barras y depresiones (figura 6.18). El dominio silicoclástico presenta facies de areniscas con laminación ondulítica producto de la acción de flujos oscilatorios de ola. Si bien estas facies podrían ser interpretadas como depósitos de *lower shoreface*, resulta sumamente llamativa la ausencia de estructuras orgánicas, ya que los depósitos de *lower shoreface* estudiados para esta parasecuencia se encuentran invariablemente bioturbados (figura 6.17B). Por ello, las facies del dominio silicoclástico también fueron interpretadas como depósitos de *upper shoreface* pero donde la menor granulometría respecto a las facies que componen el dominio mixto impedía que se generaran grandes formas de lecho (figura 6.17B).

Las superficies que limitan dominios representan eventos erosivos y de reconfiguración durante la progradación del sistema (figura 6.19), donde cambiaba la disponibilidad de material carbonático. Por todo ello, el diseño arquitectural correspondiente al EA3 fue interpretado como el producto de una configuración de costa escalonada debido a condiciones de regresión forzada (figura 6.19; Hamberg y Nielsen, 2000; Tamura *et al.*, 2007). A medida que descendía el nivel relativo del mar, la línea de costa se desplazaba hacia el mar lo cual generaba la reconfiguración del sistema (figura 6.19). Los perfiles de playa previos eran prácticamente erosionados en su totalidad, a excepción de los sectores proximales, y todo el sedimento era removilizado hacia sectores

distales. Como resultado del descenso relativo y los procesos de erosión asociados, se formaba una envolvente producto de los sucesivos escalonamientos, cuya geometría es cóncava.

Este tipo de procesos de erosión interna del *shoreface* bajo descensos rápidos del nivel del mar ha sido documentada previamente y asociada a costas tectónicamente activas (Tamura *et al.*, 2007). La datación de dichas superficies realizadas para la planicie costera de Kujukuri muestra que ocurren cada 400 a 700 años y generaron un desnivel de aproximadamente un metro (Tamura *et al.*, 2007). Cuando se comparan dichos rangos temporales y de magnitud con los posibles valores que podrían aplicarse a este caso de estudio, no existen diferencias sustanciales. Procesos de escalonamiento del *shoreface* en sentido contrario, es decir cuya migración ocurre hacia el continente también han sido descriptos en otros casos de estudio (Olsen *et al.*, 1999). Desde el punto de vista de los modelos secuenciales, estos depósitos de *shoreface* refutan los conceptos originales (Plint, 1988), sobre que la sedimentación durante el descenso abrupto del nivel del mar se restringe solo a los sectores más distales (Hamberg y Nielsen, 2000), generando una cuña de mar bajo, como resultado de la erosión o *bypass* en los sectores proximales. En este caso, tenían lugar procesos de sedimentación y preservación de depósitos de *shoreface* que se disponían de manera descendente y escalonada (figura 6.18). Los sucesivos escalones representan líneas tiempo en la evolución del sistema, donde las superficies más jóvenes se ubicaban hacia los sectores distales.

Estos depósitos de EA3 presentan un diseño arquitectural muy similar a los descriptos por Fraser y colaboradores (2005), para la planicie costera de Imuijaq en la Bahía de Hudson (Canadá). Estos depósitos holocenos se generaron bajo un contexto de descenso relativo del nivel del mar producto de un levantamiento isostático post-glaciar y, que estratigráficamente representa un cortejo de caída del nivel del mar (*“falling stage system tract”*, definido por Hunt y Tucker, 1992). Estos depósitos presentan superficies internas de erosión que establecen una relación de *downlap* respecto a los depósitos glaciares infrayacentes (figura 6.20). La progradación de la planicie costera en este contexto de descenso relativo del nivel del mar genera niveles de terraza que se asocian a cuñas de depósitos de marinos someros. A diferencia de los depósitos descriptos en este estudio, las superficies inclinadas no marcan

sumamente necesario para poder predecir la evolución de los sistemas marinos someros (Ortiz y Ashton, 2016).

Hoy en día, las fajas costeras del mundo se extienden aproximadamente a lo largo de 440.000 km pero su superficie solo involucra el 0,05% de las masas continentales emergidas (Davis y Fitzgerald, 2004). Las fajas costeras representan solo la porción de los sistemas marinos someros con mayor vínculo con el continente. Sin embargo, los sectores proximales de la plataforma continental (denominado *offshore*), tienen íntima relación con la dinámica de procesos que sucede en zonas costeras. Este vínculo es sumamente importante ya que gran parte del sedimento que llega a las plataformas continentales, lo hace de forma alóctona desde sectores asociados a las costas (Swift y Thorne, 1991).

Todavía existen muchos interrogantes sobre si los sectores todavía más apartados de la costa correspondientes a sectores de plataforma muestran respuestas a estos cambios ocurridos en las zonas someras. La respuesta de los sectores de plataforma interna o externa, a cambios en las condiciones de sedimentación ya sean acrecionales o erosivos continua siendo motivo de análisis (Sielski *et al.*, 2017). Su identificación resulta más compleja debido a que a medida que aumenta la distancia respecto a la costa se reduce la sensibilidad a este tipo de cambios.

6 - Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore*: procesos de acreción y erosión, y la morfología resultante

	Base	Tope	Contacto US-Fs	Sup. Internas	Facies	Esp.	Ejemplo Holoceno	Facies radar	Tipo de costa	Olas dominantes
Elemento arquitectural Tipo 1	DS	Superficie transgresiva (LB)	Neto, concordante	Superficies horizontales difusas (geometrías lenticulares de gran escala)	US: facies de At y AMt - Fs: facies de Ah	0,5 - 2 m	Kujukuri (Japón)	Fs inclinando hacia el mar (R3) - US difuso (R4)	Disipativa, bajo gradiente	Olas superficiales (<i>sea waves</i>)
Elemento arquitectural Tipo 2	ST	Superficie transgresiva (LP)	Difuso, transicional	Tres jerarquías de superficies: capas individuales, paquetes de capas y sets de paquetes de capas	Facies de foresets (Fs?): AMh y Ah - Facies de bottomset (US?): At y Ao	4 - 5 m	Bahía de Guichen (Australia) - Sylt (Alemania)	Reflectores inclinados continuos (Fs-US)	Reflectiva, alto gradiente	olas profundas (<i>swell waves</i>)
Elemento arquitectural Tipo 3	DS + SR	Superficie transgresiva (LB)	Neto, concordante	Superficies inclinadas separando dominios (escalones)	Dos dominios: silicoclástico (facies de Ao y Ap) y mixto (facies de Amt y At)	0 - 5 m	Bahía de Hudson (Canadá)	Fs poco inclinados hacia el mar - US fuertemente inclinado	Disipativa, bajo gradiente. Shoreface escalonado	Olas superficiales (<i>sea waves</i>)

Tabla 6.1 Resumen de los distintos elementos arquitecturales identificados.

cambios en las asociaciones de facies (no existen cambios de dominios), sino que los sedimentos presentan la misma composición. Esto podría deberse a una homogeneidad en el material disponible durante la depositación y/o a la ausencia de cambios significativos en las condiciones de sedimentación.

6.3. Discusión

6.3.1. Arquitectura resultante de costas disipativas y reflectivas

A partir de la información obtenida y su integración, se pudieron identificar tres diseños arquitecturales diferentes (EA1, EA2 y EA3), preservados en los depósitos *nearshore* (*upper shoreface* y *foreshore*), los cuales, en principio, representan dos posibles configuraciones de costas: una con barras y otra sin barras (figuras 6.6 y 6.12).

Los depósitos descriptos para los elementos arquitecturales Tipo 1 y 3 fueron interpretados como el registro preservado de un sistema de bajo gradiente con barras y depresiones (figuras 6.6 y 6.18). Estas barras se ubicaban tanto en el sector submareal como intermareal. El desarrollo de barras y depresiones tiene íntima relación con el comportamiento de las olas y la dinámica de transporte. Las barras son características de las costas disipativas donde tiene lugar una pérdida constante de energía por parte de las olas durante su aproximación.

Los elementos arquitecturales Tipo 2, en cambio, fueron interpretados como el registro de una costa de alto gradiente sin barras (figura 6.12). Las capas inclinadas representan la preservación de dicha morfología de alto gradiente a medida que se producía la migración del sistema. Este tipo de costas de alto gradiente, sin barras se caracteriza por una dinámica más reflectiva de las olas donde la pérdida de energía de las mismas se daba de forma abrupta sobre la línea de costa.

Como se mencionó previamente, la presencia de barras está directamente ligada a la dinámica de transporte de sedimento y más precisamente al comportamiento de las olas en su aproximación a la costa (ver sección 6.1.2). En una costa disipativa, la morfología del sustrato genera una interacción del

misimo con la ola en la cual se va perdiendo parte de la energía contenida, como es el caso de las costas con barras (figura 6.21). Cuando las olas pasan por encima de una barra submareal, se reduce la profundidad y pueden romper. En dicha rompiente, las olas disipan parte de la energía que contenían. Sin embargo, cuando la ola supera la barra en su movimiento hacia la costa y entra en el sector donde se ubica la depresión subsiguiente, la profundidad vuelve a aumentar y la ola puede regenerarse nuevamente pero con menor cantidad de energía (Greenwood y Mittler, 1985). Así, las olas van disipando la energía en su aproximación a la costa, lo cual genera que su interacción con la playa sea más suave. Esta distribución semi-uniforme de la pérdida de energía se ve reflejada en el perfil resultante, cóncavo hacia arriba (Aagaard *et al.*, 2013).

La migración de las barras está íntimamente relacionada con la relación entre períodos de buen tiempo y tormenta, debido al sentido dominante de transporte de sedimento que generan las olas en cada momento (ver sección 6.1.2). Todas estas olas asociadas a procesos de vientos constantes y tormentas se denominan olas superficiales (*sea waves*). Las olas superficiales presentan períodos cortos y son las dominantes en lo que se conocen como costas de “baja energía” (Clifton, 2006; figura 6.21). En su aproximación hacia la costa, además de transportar sedimento, las olas superficiales dan lugar a una serie de corrientes, conocidas como corrientes inducidas por olas (“*wave-driven currents*” *sensu* Kleinhans, 2002). Estas corrientes pueden ser dirigidas directamente hacia el mar (corrientes de retorno), paralelas a la costa (corrientes longitudinales) o al continente (corrientes directas). Las tormentas, por su parte, interrumpen estos procesos del día a día, aumentando la intensidad y turbulencia del movimiento del agua tanto hacia el mar como al continente.

Las corrientes de retorno y longitudinales consisten en estrechas corrientes de alta velocidad que se mueven hacia el mar y paralelas a la costa respectivamente. Estos procesos se generan en la zona de *surf* y pueden transportar sedimentos hasta decenas de kilómetros hacia el mar (Komar, 1971). Poseen velocidades de flujo típicas entre 2 y 3 m/s aunque en algunos casos extremos pueden llegar a 5 m/s e incluso 10 m/s (Gruszczynski *et al.* 1993). Estudios de laboratorio han demostrado que la fuerza de las corrientes de retorno se incrementa junto con la fuerza de las olas y el descenso en la

profundidad (MacMahan *et al.*, 2006). La efectividad de las corrientes longitudinales se relaciona directamente con el ángulo de incidencia de las olas respecto a la costa. Esta variación en la efectividad de las corrientes sigue una función *gaussiana*, siendo sus máximos valores cuando el ángulo de incidencia es de 45° (Ashton *et al.*, 2001).

Por su parte, las costas que no tiene barras se encuentran expuestas en mayor medida, a la acción de las olas, lo cual genera un comportamiento reflectivo de las mismas al llegar a la playa (figura 6.21). Sin embargo, no debe asociarse directamente el concepto de reflexión de las olas con la ausencia de barras. Si bien la ausencia de barras hace que las olas interactúen menos con el fondo en su aproximación, existe una fricción propia con el sustrato a medida que disminuye la profundidad, que genera la pérdida de energía (Davidson-Arnott, 2010). Las olas que llegan a una costa sin barras poseen más energía, la cual se reduce abruptamente al impactar con la playa, pero no significa que parte de su energía no haya sido disipada previamente. Todo ello resulta en un perfil de playa abrupto de alto gradiente de las costas sin barras, con escaso desarrollo de la zona de *surf* y un mayor dominio de las olas directas. Este tipo de costas se caracteriza por la fuerte influencia de las olas profundas (*swell*), con largos períodos que pueden ser generadas a miles de kilómetros mar adentro, y que suelen dominar en aquellas costas conocidas como de “alta energía” (Clifton, 2006).

La base fundamental de todo este análisis consiste en que el comportamiento de las olas controla el gradiente de la costa, la presencia de barras, y a partir de ello, la arquitectura preservada del *nearshore*. Fluctuaciones en el aporte de sedimento, el sentido e intensidad de las corrientes longitudinales, la energía de las olas y la topografía previa son algunos de los procesos disparadores de la variabilidad arquitectural que puede tener el sector de *nearshore* (Rodríguez *et al.*, 2001). A partir del análisis arquitectural de los depósitos de *nearshore*, se pudo demostrar que la configuración de la costa varía a una escala de alta resolución y que dicha variabilidad podría haber sido producto de cambios en la dinámica de las olas. La evolución en el diseño arquitectural de los depósitos en los sucesivos *bedsets* que componen la parasecuencia muestra un pasaje desde una configuración de costas de bajo gradiente con barras y una dinámica disipativa de olas superficiales (depósitos de *nearshore* en los *bedsets* B1 a

B10), hacia costas de alto gradiente sin barras y una dinámica más reflectiva, donde dominaban las olas profundas (depósitos de *nearshore* de los *bedsets* B11 a B13). En definitiva, estos procesos asociados al régimen dominante de las olas son el principal control sobre la configuración de las costas, y esto se ve reflejado en el diseño arquitectural resultante de los sistemas marinos someros dominados por olas.

Este control de la dinámica de olas sobre la morfología del *nearshore* y el diseño arquitectural resultante de su transmisión al registro sedimentario, tiene consonancia cuando se compara con el registro reciente. El tipo de ambiente costero, parece no tener relación con el tipo de diseño arquitectural preservado en los depósitos de *nearshore*. Se han mencionado diferentes casos de estudio (ver secciones 6.2.2 y 6.2.3), sobre sistemas de planicies costeras, los cuales presentan ambos tipos de diseños arquitecturales (figuras 6.8 y 6.14). Tampoco existe una relación con el tipo de sedimentos y su granulometría ya que en todos los casos (Bristow y Pucillo, 2006; Lindhorst *et al.*, 2008; Tamura *et al.*, 2008), los depósitos de *nearshore* corresponden a sedimentitas arenosas con mayor o menor proporción de clastos gruesos. El régimen mareal en los casos comentados corresponde a sistemas micromareales a excepción del caso de la espiga (Lindhorst *et al.*, 2008), donde el rango es mesomareal. La fuente de aporte sedimentario tampoco parece representar un posible control, por ejemplo para el caso de Kujukuri (Tamura *et al.*, 2008), el sedimento llega a la planicie costera mediante pequeños cursos fluviales que desembocan al mar. Por su parte, en el caso de la espiga de Sylt (Lindhorst *et al.*, 2008) y la Bahía de Guichen (Bristow y Pucillo, 2006), al igual que para los depósitos del Miembro Pilmatué, el aporte de sedimento era principalmente a través de las olas y corrientes longitudinales.

El único factor que permite establecer un claro vínculo entre los distintos tipos de *nearshore* y sus análogos recientes, refiere a la dinámica de olas. Como se explicó anteriormente (ver sección 6.3.2), la interpretación paleoambiental realizada a partir de los depósitos de EA1 y EA3 indica un claro dominio de la dinámica de olas superficiales, mientras que para los EA2 se interpretó un claro dominio de olas profundas. El primer caso análogo mencionado (Tamura *et al.*, 2008), corresponde a una costa con importante dominio de procesos de tormentas. Las tormentas son muy frecuentes y tienen olas de hasta 4 m de altura, lo cual genera el transporte de sedimento hacia el

shoreface y la generación de barras. El segundo caso (Bristow y Pucillo, 2006), corresponde a una costa dominada por olas profundas (*swell*), en las cuales en la mayor parte del tiempo no superan los 2 m de altura. Finalmente, el tercer caso (Lindhorst *et al.*, 2008), las olas de buen tiempo asociadas a la superficie del agua generan la acreción de barras sobre el *nearshore* y la progradación del sistema, mientras que sólo en casos excepcionales en condiciones de tormentas se produce la erosión y removilización de sedimento. De esta forma, la dinámica de olas a lo largo del tiempo y la relación entre procesos de transporte superficial y profundo parece ser uno de los principales controles sobre la variabilidad morfológica y del registro reciente de los sectores de *nearshore* para costas holocenas.

6.3.2. El contexto secuencial como control en la arquitectura preservada

El contexto secuencial constituye un factor clave en la preservación de las sedimentitas que componen los sistemas marinos someros dominados por olas. El concepto de perfil de playa se asocia a un perfil de equilibrio (Dean, 1977, 1991), estable en el tiempo respecto a determinadas condiciones de clima de olas y se basa principalmente en la “Regla de Bruun” (Bruun, 1962). Este concepto ha permitido caracterizar el comportamiento de la línea de costa bajo condiciones de cambio relativo del nivel del mar, así como también interpretar el potencial de preservación de los depósitos frente a estos cambios (Bruun, 1983; Larson *et al.*, 1995; Pilkey *et al.*, 2009; Ranasinghe *et al.*, 2012). Incluso se han realizado modificaciones a la “Regla de Bruun” que han permitido su aplicación a sistemas complejos como islas barreras (Dean y Maurmeyer, 1983; Larson *et al.*, 1995).

En general, durante la construcción de los sucesivos *bedsets*, tenía lugar una alternancia entre condiciones regresivas normales del sistema y eventos de transgresión asociados a los límites de *bedsets*. Estas fueron las condiciones de sedimentación imperantes durante la acumulación y preservación de los depósitos que caracterizan los elementos arquitecturales EA1 y EA2. Sin embargo, los depósitos definidos como EA3 presentan una serie de atributos que llevaron a interpretar que su sedimentación tuvo lugar en un contexto de regresión forzada.

6 - Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore*: procesos de acreción y erosión, y la morfología resultante

El caso descrito para el EA3 presenta la particularidad de tener una superficie regresiva en la base, la cual trunca parte de los depósitos infrayacentes. Sin embargo, esta superficie regresiva está labrada sobre una superficie de inundación previa por lo que fue interpretada como una superficie compuesta (ver sección 5.2.2). Sobre esta superficie basal confluyen una serie de superficies erosivas inclinadas (separando dominios), las cuales definen una relación de *downlap* sobre la misma. Hasta el momento no se habían identificado superficies compuestas a escala de intraparasecuencia, es decir constituyendo límites de bedset. Los cambios en el nivel del mar, sin lugar a dudas constituyen un factor de control en la arquitectura resultante de los depósitos de *nearshore*, ya que modifican, no solo su arquitectura desde el punto de vista de las superficies limitantes, sino que afectan la distribución de facies y su preservación en el registro fósil.

Desde el punto de vista de sus facies, los depósitos correspondientes a EA3 fueron interpretados de la misma manera que aquellos de EA1, es decir como resultado de la evolución de un sistema de barras y depresiones. Sin embargo, la presencia de dominios composicionales mixtos y silicoclásticos alternantes marca una diferencia significativa. Estos cambios composicionales en la sedimentación, asociados a superficies de erosión podrían estar vinculados con fenómenos de reconfiguración y/o cambios en el aporte de sedimento al sistema. Su preservación constituye un aspecto novedoso que distingue este caso de los otros diseños arquitecturales descritos. Los procesos sedimentarios interpretados a partir de las facies no parecen establecer grandes diferencias en cuanto a la dinámica de transporte que pudo haber tenido el sistema. No obstante, el escalonamiento del *shoreface* asociado a un período de regresión forzada, constituye un factor fundamental a la hora de explicar el distintivo diseño arquitectural preservado. Este tipo de procesos de regresión que tienen lugar en la evolución del sistema, inciden directamente no sólo sobre la arquitectura secuencial resultante (ver sección 5.3.3), sino que también impactan sobre la potencialidad de estos depósitos como reservorios de hidrocarburos (capítulo 7).

Los cambios secuenciales (ascensos y descensos del nivel del mar), que se suceden en la evolución temporal de un sistema de acumulación condicionan el registro sedimentario preservado. Estos cambios secuenciales pueden ser controlados por diversos factores (figura 6.22). En ciertos casos se

ha invocado a cambios relativos en el nivel del mar sobreimpuestos a un descenso de mayor jerarquía (menor orden), como uno de los posibles controles de este tipo de sistemas escalonados (Hamberg y Nielsen, 2000). Estos cambios de mayor frecuencia “modulan” la sedimentación en los sectores proximales y favorecen la preservación en el registro fósil. En otros casos, las regresiones forzadas no se asocian a factores eustáticos sino a controles tectónicos que provocan el descenso relativo del nivel del mar, como es el caso citado previamente de la planicie costera de *Kujukuri*, Japón (Tamura *et al.*, 2007). Por último, existen casos en los que el escalonamiento de los depósitos de *nearshore* se genera por cambios abruptos producto de fenómenos de rebote isostático asociado al descongelamiento de regiones englazadas (Fraset *et al.*, 2005).

La respuesta de los sistemas de acumulación a los cambios en las condiciones de sedimentación depende directamente de la jerarquía de los procesos que dominan dicha sedimentación. En todos los casos mencionados, la jerarquía de cambio asociada al escalonamiento de los sectores de *nearshore* responde a procesos que actúan a escala del apilamiento vertical de los sucesivos *bedsets* al igual que ocurre para los depósitos de la parasecuencia PS400.

Hasta el momento no se han descrito casos de estudio sobre sucesiones de *nearshore* escalonado asociado a cambios en condiciones climáticas. Este podría ser el caso para los depósitos estudiados para la parasecuencia PS400 (figura 6.22). Como se demostró previamente (ver sección 5.2.3), los sucesivos *bedsets* definidos presentan distintas orientaciones de la línea de costa lo cual puede deberse a cambios en los regímenes de olas y la efectividad de las corrientes longitudinales. Este modelo de evolución propuesto para los sucesivos *bedsets* indica un fuerte control de los cambios climáticos sobre la dinámica de transporte de sedimento del sistema. En ese sentido, el bedset B5 donde fueron identificados los depósitos de *nearshore* escalonado, asociados a una superficie basal regresiva, presentan una orientación significativamente diferente a la orientación del sistema más frecuente en los sucesivos *bedsets* (figura 5.9). Esto podría asociarse a la presencia de la superficie regresiva y cómo las olas y las corrientes influían sobre la progradación y retrogradación del sistema. Si bien las evidencias indican que el clima y los regímenes de ola controlaban fuertemente la sedimentación del sistema estudiado, no es

suficiente para establecer que estos cambios hayan controlado la generación de la regresión forzada y los depósitos asociados correspondientes al elemento arquitectural Tipo 3.

6.3.3. Posibles respuestas en los sectores distales

Como se mencionó previamente (ver sección 6.3.1), el análisis arquitectural de los distintos depósitos de *nearshore* identificados dentro de la parasecuencia PS400, permitió reconstruir la presencia de diferentes tipos de costas. Esto tipos de costas (disipativas y reflectivas), se caracterizan por determinados aspectos morfológicos como es por ejemplo su gradiente. Las costas disipativas presentan un perfil suave de bajo gradiente con leves ondulaciones en el sustrato producto de la presencia de barras y depresiones, donde se genera la ruptura y regeneración de las olas, y donde las corrientes longitudinales ejercen una marcada influencia. Una de los conceptos más aplicados para la “Regla de *Bruun*”, es aquel que indica que el perfil de equilibrio del *shoreface*, tiene una geometría producto de una disipación de energía de las olas constante (Bruun, 1962; Dean, 1991). El sector de *shoreface* en una costa constituye una zona dominada por fricción, que se encuentra continuamente tratando de lograr el perfil de equilibrio bajo condiciones en la dinámica de transporte que varían en el tiempo (Niedoroda *et al.*, 1985; Cowell *et al.*, 1995).

El gradiente de la costa (o su perfil de equilibrio en un sentido más abarcativo) es la forma en que el sistema busca la estabilidad frente a cambios en factores externos que controlan el balance de sedimento (ver sección 6.3.1). Sin lugar a dudas, cambios en los regímenes de olas influyen directamente sobre el tipo de costa resultante y eso se ve reflejado mayormente en los sectores más dinámicos correspondientes al *nearshore*, pero también en otros sectores bajo el rango de acción de las olas, es decir ubicados por encima del nivel de base de olas o profundidad de cierre (Ortiz y Ashton, 2016). El sector distal del *shoreface* (*lower shoreface*) y la parte proximal de la plataforma (*offshore transition* y *offshore*) también generan respuestas a dichos cambios en el balance de sedimento, que se van a ver reflejados en el registro sedimentario. Cambios en el gradiente de la plataforma asociados a cambios

en el aporte de sedimento determinan la preservación del *shoreface* y su apilamiento vertical (Rodríguez *et al.*, 2001).

La relación entre procesos de olas de buen tiempo y de tormenta incide directamente sobre el sentido de transporte neto de sedimento dentro del sistema y por lo tanto, influye sobre dónde se acumula gran parte de ese sedimento (ver sección 6.1.2). En el corto término (años a décadas), la suma de flujos que transportan sedimento hacia el continente, está balanceada con la suma de flujos que transportan hacia el mar (Wright *et al.*, 1991). Sin embargo, esto no ocurre a mayor escala donde tienen lugar procesos de mayor jerarquía y donde los desequilibrios en el balance de sedimento se ven reflejados en la morfología de la costa. Como se mencionó previamente, las barras migran hacia el continente durante periodos de buen tiempo y hacia el mar durante las tormentas (figura 6.23). En ese sentido y teniendo en cuenta que las barras constituyen un elemento importante de acumulación de sedimento, la frecuencia e intensidad de las tormentas condicionan la cantidad de sedimento contenido en las barras, las cuales contienen gran parte del material disponible en el *nearshore* (Houser y Greenwood, 2007).

El *shoreface* constituye un sector de regulación para los sistemas dominados por olas, siendo controlado por el aporte de sedimento y el clima de olas (Swift, 1975). Establece un sector de intercambio de sedimento entre la zona de surf y la plataforma (Thieler *et al.*, 1995). Más precisamente, el *lower shoreface* constituye el componente fundamental de este intercambio (Anthony, 2008). Cuando gran parte del sedimento es entrampado en los sectores proximales (asociado a la presencia de grandes olas que transportan sedimento hacia el continente), el sector distal del *shoreface* se encuentra falto de sedimento (“*starved*”) reduciendo su agradación vertical (figura 6.23). Caso contrario ocurre en periodos donde las tormentas aumentan su frecuencia generando corrientes de relajación (“*downwelling*”), transportando grandes cantidades de sedimento hacia el *offshore* (Wright *et al.*, 1991; figura 6.23). Esta relación directa entre el régimen de tormentas y la disponibilidad de sedimento en los sectores distales debería reflejarse en el registro sedimentario que construye los sucesivos *bedsets*. Cuando el *lower shoreface* es afectado por procesos de buen tiempo, los depósitos resultantes consisten en facies de areniscas con estructuras de ondulas o altamente bioturbadas (facies **Ao** y **Am** respectivamente; figura 6.24). En cambio, cuando dominan los procesos de

tormenta, se observan facies con estratificaciones entrecruzadas monticulares (facies de **Ak**; figura 6.24). Además, los procesos de tormenta inhiben la actividad orgánica, la cual se restringe solo a aquellos organismos capaces de colonizar rápidamente el medio mediante trazas de escape (conocidos como oportunistas; según Buatois y Mángano, 2011; Pemberton *et al.*, 2014).

En el capítulo anterior se mostró como varía la proporción de facies generadas por procesos de buen tiempo y de tormenta en la asociación de facies de *lower shoreface*, entre los sucesivos *bedsets* (ver sección 5.2.4). Aquellos *bedsets* donde se identificaron elementos arquitecturales Tipo 1 y 3 (B1 a B10 exceptuando B6), es decir correspondientes al registro preservado de una costa con barras, presentan variables proporciones entre facies de buen tiempo y de tormenta (figura 6.24). Por el contrario, aquellos *bedsets* donde se identificaron elementos arquitecturales Tipo 2 (B11 a B13), sólo registran facies generadas por procesos de buen tiempo (figura 6.24). La proporción de facies de tormenta o de buen tiempo está directamente relacionada con la presencia de barras en los sectores proximales. Esto refuerza el concepto de los modelos clásicos que establecen un transporte neto de sedimento hacia el continente durante condiciones normales de ola y hacia el mar por corrientes de relajación generadas durante las tormentas (figura 6.23). Sin embargo, los resultados obtenidos no concuerdan con lo propuesto por Ortiz y Ashton (2016), quienes establecen que un incremento en la agradación del *nearshore* debería generar un aumento del gradiente de la costa en su sector proximal, favoreciendo el transporte de sedimento hacia el mar. Esta incongruencia podría deberse a que los conceptos geométricos y experimentales establecidos para la evolución de corto término de estos sistemas, no aplican a procesos de mayor escala. El análisis realizado no solo avanza hacia este concepto, sino que establece su aplicabilidad a la dinámica de evolución de miles a decenas de miles de años (escala temporal de los *bedsets*) para estos sistemas.

6.4. Consideraciones finales

Se describieron 3 casos distintos de arquitectura preservada en depósitos de *nearshore* (Tipo 1,2 y 3), cada uno de los cuales presentan sus particularidades desde el punto de vista de sus facies, superficies internas y relaciones estratales. Estas diferencias llevaron a distintas interpretaciones sobre los procesos que pudieron haber generado esos depósitos y por lo tanto a distintas condiciones de sedimentación del sistema de acumulación. Dicha variabilidad observada a través del análisis arquitectural de detalle, refleja cambios en la morfología de la costa. Si bien se trata del mismo sistema de acumulación, es decir de un sistema de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas, estos tres tipos de depósitos muestran cambios en la dinámica de transporte y sobre todo en cómo se acretaba y se removía sedimento de los sectores proximales. Los elementos arquitecturales EA1 y EA3 fueron interpretados como el registro preservado de procesos de acreción y erosión en un sistema con barras y depresiones de bajo gradiente, donde las olas tenían una dinámica predominantemente disipativa en su aproximación a la costa, mientras que el caso 2 corresponde a un sistema sin barras de alto gradiente con un carácter más reflectivo de la costa. Si bien presenta ciertas similitudes con el primer caso, los depósitos de EA3 corresponden a condiciones regresivas debido a un marcado descenso relativo del nivel del mar resultante en un diseño arquitectural completamente diferente. Mediante este análisis arquitectural se pudo refutar la hipótesis inicial de que el sistema de acumulación no cambia drásticamente durante la progradación de una parasecuencia y que existe una homogeneidad entre las sucesivas unidades de intraparsecuencia que construyen dicho registro a una escala de alta frecuencia (miles a decenas de miles de años).

El gradiente de la costa, el cual depende de factores como el aporte de sedimento o el clima de olas, está directamente relacionado y a su vez, se retroalimenta con la presencia o ausencia de barras. La morfología de la costa por lo general, representa el estado de equilibrio dinámico del sistema en respuesta a la interacción de todos los procesos tanto transversales como longitudinales a la línea de costa. Los primeros, son el resultado de la combinación entre procesos advectivos, inducidos por olas, corrientes y

gravidad, además de procesos de difusión (Wright *et al.*, 1991; Kleinhans, 2002). En ese sentido, la acción de las olas representa el proceso marino más frecuente que gobierna el desarrollo de las costas y el principal mecanismo de transporte de sedimento (Castelle *et al.*, 2006).

Por su parte, el aporte de sedimento sumado a la granulometría de los materiales también modifica el equilibrio del sistema, el cual es restablecido a través del cambio en el gradiente de la costa. Aquellos casos donde dominan las grandes olas directas a la costa y no existen importantes mecanismos de redistribución ni exportación, el sedimento es acretado sobre la playa elevando el gradiente de la misma. El caso contrario ocurre cuando la redistribución es importante y el perfil de equilibrio de la playa presenta un gradiente más atenuado. El análisis y la interpretación de la arquitectura presente en los depósitos de *nearshore* han permitido reconstruir no sólo la configuración morfológica de la faja costera a lo largo del tiempo, sino también caracterizar la dinámica dominante de olas y su influencia en el perfil de equilibrio resultante.

Se debe tener en cuenta que las configuraciones de *nearshore* interpretadas y las formas de acreción y erosión de sedimento representan las condiciones más frecuentes o de mayor influencia del sistema, las cuales quedaron reflejadas en el registro sedimentario. Sin embargo, eso no significa que otras configuraciones subordinadas hayan podido alternarse durante estos intervalos temporales y simplemente no se preservaron en el registro fósil, ya sea por haber quedado subordinados en cuanto a su duración o haber sido obliterados por otras condiciones dominantes. La preservación juega un papel determinante en el diseño arquitectural identificado en el registro. Cambios en las condiciones de sedimentación, como puede ser el contexto secuencial, impactan directamente en el potencial de preservación de los elementos arquitecturales y la distribución de facies.

Por otro lado, se pudo demostrar que estos cambios morfológicos que tienen lugar en los sectores proximales del sistema, tienen correlación en el sector distal (sector de *lower shoreface*), y que dicha correlación tiene su fundamento en la dinámica de olas dominantes como procesos de control en el ingreso y egreso de sedimento. Comprender como estos cambios en los sectores de *nearshore* se ven reflejados en los sectores distales resulta

sumamente necesario para poder predecir la evolución de los sistemas marinos someros (Ortiz y Ashton, 2016).

Hoy en día, las fajas costeras del mundo se extienden aproximadamente a lo largo de 440.000 km pero su superficie solo involucra el 0,05% de las masas continentales emergidas (Davis y Fitzgerald, 2004). Las fajas costeras representan solo la porción de los sistemas marinos someros con mayor vínculo con el continente. Sin embargo, los sectores proximales de la plataforma continental (denominado *offshore*), tienen íntima relación con la dinámica de procesos que sucede en zonas costeras. Este vínculo es sumamente importante ya que gran parte del sedimento que llega a las plataformas continentales, lo hace de forma alóctona desde sectores asociados a las costas (Swift y Thorne, 1991).

Todavía existen muchos interrogantes sobre si los sectores todavía más apartados de la costa correspondientes a sectores de plataforma muestran respuestas a estos cambios ocurridos en las zonas someras. La respuesta de los sectores de plataforma interna o externa, a cambios en las condiciones de sedimentación ya sean acrecionales o erosivos continua siendo motivo de análisis (Sielski *et al.*, 2017). Su identificación resulta más compleja debido a que a medida que aumenta la distancia respecto a la costa se reduce la sensibilidad a este tipo de cambios.

Capítulo 7

Implicancias del análisis de alta resolución para la caracterización de reservorios

7.1. Implicancias para la caracterización de reservorios a distintas escalas

7.1.1. Introducción

7.1.2. Jerarquía de heterogeneidades

7.2. Implicancias del análisis de facies y asociaciones de facies

7.2.1. Facies y procesos sedimentarios, implicancias petrofísicas

7.2.2. Metodologías 1D y 2D para el refinamiento en la distribución de facies

7.2.3. Procesos de buen tiempo y de tormenta: implicancias en potenciales reservorios

7.3. Implicancias de la caracterización de *bedsets*

7.3.1. Introducción

7.3.2. Límites de *bedset* y desarrollo de barreras

7.3.3. Cambios en la orientación y estrategias prospectivas

7.3.4. Trayectorias de la línea de costa y desarrollo de reservorios

7.4. Implicancias del análisis arquitectural

7.4.1. El análisis arquitectural aplicado a la caracterización de reservorios

7.4.2. Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore* con barras

7.4.3. Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore* sin barras

7.4.4. Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore* escalonado

7.5. Consideraciones finales

7.1. Implicancias para la caracterización de reservorios a distintas escalas

7.1.1. Introducción

La variabilidad en el diseño arquitectural y las heterogeneidades internas de los depósitos correspondientes a sistemas marinos someros dominados por olas, se traduce en una importante complejidad de sus reservorios, que significan un desafío desde el punto de vista de su predicción, optimización y

manejo (Hampson *et al.*, 2017). Los reservorios generados en este tipo de sistemas alojan importantes reservas de hidrocarburos en numerosos lugares del mundo (Sech *et al.*, 2009). Estos reservorios se agrupan dentro del concepto de reservorios parálicos, como todos aquellos asociados a la costa (Hampson *et al.*, 2017). En ese sentido, los sistemas de acumulación que dieron origen a este tipo de depósitos son muy susceptibles a cambios en el nivel del mar y el aporte de sedimento (Reynolds, 2017). Los desplazamientos de la línea de costa asociados a estos cambios, producen sucesiones con diseños transgresivos-regresivos definiendo unidades estratigráficas que actúan como reservorios (Ainsworth *et al.*, 2017). Estas unidades estratigráficas de diferentes escalas pueden ser *bedsets*, parasecuencias individuales o conjuntos de parasecuencias. Cada unidad contiene importantes proporciones de sedimento arenoso que puede conectarse hidráulicamente y conformar importantes reservorios. Durante los últimos años, y con el perfeccionamiento de los modelos estratigráficos, se ha corroborado que las parasecuencias no constituyen litosomas arenosos homogéneos, sino que presentan una elevada complejidad interna. Junto con aquellos parámetros asociados con la generación secundaria de conectividad en los reservorios tales como fallas sin y post depositacionales, las proporciones de arena/fango y la arquitectura depositacional son los principales controles que modifican la geometría y dimensión de los mismos (Ainsworth *et al.*, 2005).

7.1.2. Jerarquía de heterogeneidades

Todo el análisis llevado a cabo sobre la complejidad interna de una parasecuencia, permitió profundizar muchos de los conocimientos que se tienen sobre la evolución de medio término de los sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas y tormentas. Se pudieron definir una serie de escalas intermedias de resolución de análisis que integran dicha evolución, y que se ven reflejadas en el registro sedimentario. La discriminación de las diferentes escalas de observación y la aplicación de metodologías específicas para estudiar el registro en cada caso, resultó indispensable para poder procesar e integrar toda la información disponible. La misma necesidad surge

a la hora de aplicar todos estos conocimientos a la caracterización de depósitos análogos como reservorios (figura 1.3).

El análisis a escala de facies y de sus procesos asociados (capítulo 4), mediante el cual se pudo reconstruir el sistema de acumulación, demostró la complejidad geométrica y textural que presentan los depósitos estudiados. Estos atributos asociados fundamentalmente a sus procesos depositacionales podrían tener implicancias importantes acerca de cómo pueden variar los gradientes de permeabilidad dentro de un reservorio o la distribución de posibles retardadores. Este tipo de análisis a escala interna al reservorio (Ainsworth *et al.*, 2017), puede ser necesario en estadios muy avanzados de explotación o en casos donde las propiedades petrofísicas de las facies reservorio no sean óptimas (por ejemplo, por bioturbación o la presencia de cementos).

Las propiedades petrofísicas de las distintas facies y su rol dentro del reservorio constituyen un factor importante a la hora de caracterizar parámetros de porosidad y permeabilidad. No obstante, la distribución de dichas facies y su arquitectura estratigráfica impactan directamente sobre la conectividad y volumen de las potenciales facies reservorio. Al igual que en el resto de los reservorios parálisos, los cambios en el nivel del mar y el aporte de sedimento tienen una marcada influencia sobre la arquitectura estratigráfica resultante (Reynolds, 2017). El estudio de las unidades internas de una parasecuencia, definidas como *bedsets*, y sus superficies limitantes (capítulo 5), permitió conocer los procesos sedimentarios que controlan la evolución de este tipo de sistemas en el intervalo temporal de miles a decenas de miles de años. En ese sentido, el apilamiento vertical de los sucesivos *bedsets*, su distribución de facies o los patrones en la trayectoria de la línea de costa a escala de *bedsets* son algunos de los aspectos que tienen influencia directa sobre la distribución, geometría y conectividad de unidades arenosas y por ende, sobre el comportamiento de estos depósitos como posibles reservorios de hidrocarburos.

Por otro lado, el diseño arquitectural y la distribución de facies en los diferentes *bedsets*, determinan la presencia de heterogeneidades internas del reservorio, lo cual incide directamente sobre la conectividad tanto vertical como horizontal de cuerpos predominantemente arenosos. El análisis

arquitectural llevado a cabo sobre los depósitos de *nearshore* (capítulo 6), permitió refinar los modelos de reservorios existentes, ya que brinda información sobre la orientación, espaciado y extensión de discontinuidades internas o cambios litológicos que podrían actuar como barreras secundarias (figura 1.3).

El objetivo de este apartado es evaluar el potencial impacto del análisis de los sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas y tormentas realizado, a diferentes escalas, en la caracterización de depósitos análogos como reservorios de hidrocarburos. Evaluar aspectos de conectividad vertical y lateral, proporción de facies arenosas, distribución de heterogeneidades, y aplicarlos al análisis de reservorios análogos. Las escalas de observación aplicadas en este estudio no encajan dentro de la resolución sísmica, lo cual vuelve difícil su correlación entre pozos (Ainsworth *et al.*, 1999; Hampson, 2000; Graham *et al.*, 2015a). Esto genera que gran parte, sino la mayoría, de los aspectos que se señalarán a continuación, suelen ser frecuentemente omitidos de los modelos clásicos elaborados para reservorios marinos someros (Howell *et al.*, 2008). Se espera que muchos de los aspectos refinados sobre el comportamiento de estos depósitos como reservorio, puedan ser aplicables a otros casos de estudio de características similares.

7.2. Implicancias del análisis de facies y asociaciones de facies

7.2.1. Facies y procesos sedimentarios, implicancias petrofísicas

La parasecuencia PS400 presenta un espesor predominantemente arenoso que oscila entre los 30 y 40 metros, y una continuidad lateral de al menos 12 kilómetros, lo cual la convierte *a priori* en un objetivo interesante al menos desde el punto de vista volumétrico como posible reservorio de hidrocarburo. Sin embargo, como se demostró a lo largo de este trabajo, las parasecuencias del Miembro Pilmatué pueden tener una elevada complejidad que requiere de un análisis de mayor detalle sobre la forma en que podrían constituir reservorios y sobre todo a la hora de analizar su comportamiento en etapas avanzadas de explotación. Las distintas facies identificadas dentro de la parasecuencia PS400 (capítulo 4), no deberían presentar las mismas

características petrofísicas y por ende, pueden ser agrupadas en cuanto a su posible rol en el sistema petrolero de la siguiente manera.

- Facies barrera: Estas facies pueden actuar a modo de sellos internos de la parasecuencia y corresponden a litologías con baja porosidad y/o permeabilidad relativa. Dentro de este grupo se podrían incluir a las facies asignadas a tres de las asociaciones de facies descritas en el capítulo 4. Primeramente, a aquellas asignadas al *Offshore* (**Of**; figura 7.2A), las cuales consisten en fangolitas grises de muy baja permeabilidad (figura 7.1). Además, se incluyen facies mixtas, conglomerádicas con alta concentración de material esquelético, que corresponden a las asociaciones de Concentrados esqueléticos de *Offshore* (**CO**) y Concentrados esqueléticos de *Shoreface* (**CS**) (figuras 7.1; 7.2B, C, D, E y F). Si bien se trata de rocas de granulometría gruesa con elevada porosidad intergranular (sabulitas y conglomerados), la importante cementación producto de la presencia de material carbonático ha reducido considerablemente dicha porosidad lo cual imposibilitaría la migración de fluidos.

La observación de secciones delgadas de facies de Concentrados esqueléticos de *Shoreface* (**CS**), permitió establecer una evolución diagenética compleja con varios estadios (por ejemplo, por la presencia de cementos en bloque, fibrosos y drusiformes; figuras 7.2C, 7.2D y 7.2F), y con ciertos rasgos indicativos de una diagénesis temprana (halos micritizados de las valvas, neomorfismo de la matriz; figura 7.2E). La presencia de material esquelético y oolítico indica una disponibilidad de carbonato que, ya sea por precipitación directa o por disolución de las valvas y reprecipitación posterior, podría haber favorecido una cementación temprana de la roca. Dicha cementación temprana hizo que las facies de **CS** tengan muy baja permeabilidad, ya que sus poros originales fueron ocupados rápidamente con cemento. Estos niveles con elevada cementación muy frecuentemente constituyen barreras en los reservorios de origen marinos someros (Noad, 2004). Así, los **CS** constituyen las principales barreras internas identificadas en la parasecuencia estudiada (figura 7.1).

7- Implicancias del análisis de alta resolución para la caracterización de reservorios

- Facies reservorio: Se trata de todas las facies cuyas propiedades petrofísicas permiten considerarlas como posibles reservorios de hidrocarburos. Corresponde a depósitos con buena porosidad y permeabilidad que facilitan la migración y el alojamiento del fluido. Las facies reservorio identificadas para la parasecuencia PS400 son aquellas predominantemente arenosas de composición silicoclástica (figuras 7.3A y 7.3B), asignadas a las asociaciones de facies de *Lower shoreface* (**LS**), *Upper shoreface* (**US**) y *Foreshore* (**Fs**) (figura 7.1). Las facies asignadas a la asociación de facies de **US** pueden variar en su composición entre silicoclástica y mixta (ver sección 4.2.4). Sólo el primer grupo constituye facies reservorio donde el hidrocarburo podría migrar a través de los espacios porales.
- Facies retardadoras (*baffles*): Estas facies representan un grupo cuyas propiedades petrofísicas son intermedias entre las de un reservorio y una barrera y donde su comportamiento dentro del sistema petrolero, depende de determinados factores como la proporción de arena y fango. Aquí se pueden mencionar las asociaciones de facies de *Offshore transition* (**OT**) y de *Upper shoreface* mixtas (**US**) (figura 7.1). En la primera tiene suma importancia la continuidad lateral y granulometría de la fracción fina. La proporción de material fino respecto al arenoso tiene influencia directa sobre la permeabilidad y la posibilidad de migración interna de los fluidos en los paquetes de **OT** (figura 7.3C). En el caso de las facies de **US** mixtas, la mayor proporción de material carbonático, reduce la porosidad efectiva de la roca y por ende de su potencial como reservorio (figura 7.3D).

7.2.2. Metodologías 1D y 2D para el refinamiento en la distribución de facies

El análisis facial de detalle realizado (figura 7.1), constituye una herramienta muy útil a la hora de refinar los modelos de reservorios y de realizar estimaciones volumétricas. Uno de las principales problemáticas que tiene la correlación de niveles de interés entre pozos, es el margen de error posible en el que se puede incurrir a la hora de realizar estimaciones

volumétricas de las facies reservorio. De este modo, es muy frecuente caer en la sobreestimación/subestimación de los valores calculados que, si bien puede no significar un margen de error importante durante etapas de recuperación primaria o secundaria, pueden ser considerables en etapas avanzadas de explotación del reservorio.

La estimación porcentual de las facies que potencialmente podrían ser reservorio que suele realizarse pozo a pozo tiene en cuenta la variación de espesores útiles entre los mismos, pero desconoce el modo y la velocidad con que se dan estos cambios laterales. La reconstrucción de la arquitectura deposicional de detalle realizada para la parasecuencia PS400 (figura 7.1), supone un conjunto de información de alta definición, que podría permitir incrementar la precisión de las estimaciones volumétricas (figura 7.4A). Para testear el impacto de estas técnicas, se compararon los resultados obtenidos de las dos estimaciones volumétricas realizadas a partir de dos metodologías diferentes. La primera de ellas se elaboró exclusivamente con la información de perfiles (equivalente a la metodología de correlación pozo a pozo; figura 7.4B), calculando los espesores promedio de las diferentes unidades que componen el sistema (facies reservorios, barreras y retardadores). La segunda en cambio, se realizó a partir del cálculo areal de las diferentes unidades (reservorios, barreras y retardadores, figura 7.4B), a partir del diseño arquitectural de detalle reconstruido mediante no sólo los perfiles sino la correlación lateral. Para ello, se utilizó el software *JMicroVision* V1.2.7®, el cual permite el cálculo porcentual de diferentes texturas (colores) a partir de imágenes, mosaicos o en este caso paneles arquitecturales de facies. Se utilizó la transecta orientada N-S con 9,5 km de largo (figura 7.4B), ya que los 3 km ubicados en el extremo sur de la misma, corresponden a una orientación longitudinal de los depósitos donde se considera constante la proporción de facies.

La comparación de los resultados obtenidos a partir de ambas metodologías arrojó una diferencia de 5% en el volumen estimado de facies reservorio (43% en el 1D *versus* 48% en el 2D; figura 7.4C). Esta subestimación de los valores de facies reservorio se realizó en favor de las facies retardadoras ya que la proporción de facies barreras se mantiene aproximadamente constante. Si bien las diferencias no son demasiado grandes, pueden volverse significativas en términos de volúmenes totales para

reservorios de mayores dimensiones. Teniendo en cuenta las estimaciones de proporciones volumétricas y utilizando las proporciones de facies calculadas, se pudo inferir una diferencia de volumen de hasta 0,4 km³ entre ambos métodos (figura 7.4D), para el caso de estudio.

7.2.3. Procesos de buen tiempo y de tormenta: implicancias en potenciales reservorios

Se analizó cómo influyen en la caracterización de reservorios las propiedades intrínsecas de las diferentes litologías identificadas. Los atributos de las facies como el tamaño de grano y la textura, determinan las propiedades físicas de las rocas (permeabilidad y porosidad), lo cual influye sobre la eficiencia de cómo los hidrocarburos se emplazan/desplazan dentro del reservorio a escala de poro (Weber, 1986). Los procesos que dan lugar a las distintas facies sedimentarias dentro de un sistema de acumulación, modifican directamente la distribución espacial, abundancia, relaciones laterales y verticales de las mismas. Las facies sedimentarias individuales que componen un reservorio y sus propiedades intrínsecas, son el resultado de los procesos sedimentarios que las generaron. Es por ello que el análisis de los sistemas marinos someros, así como de cualquier otro sistema depositacional, a escala de procesos puede brindar información sobre su potencialidad como reservorio.

La permeabilidad constituye uno de los principales controles sobre la calidad de un reservorio ya que incide directamente sobre la capacidad del fluido de migrar a través de la roca. En ese sentido tanto la permeabilidad como la porosidad están íntimamente relacionadas con los procesos depositacionales que determinan las propiedades de las rocas tales como granulometría, redondez, selección y la resultante geometría poral (Ainsworth *et al.*, 2005), y de hecho son dichas propiedades las que permiten predecir la distribución de la permeabilidad y porosidad (Bryant *et al.*, 1993; Cade *et al.*, 1994). Sin embargo, los procesos *post* depositacionales que ocurren en una roca como la diagénesis también deben ser tenidos en cuenta.

Los depósitos estudiados de la parasecuencia PS400 del Miembro Pilmatué corresponden a un ambiente de deposición marino somero dominado por procesos de olas y tormentas (ver sección 4.3.2). En el registro,

el dominio de determinados procesos se evidencia en la presencia de determinadas facies, cuyos rasgos sedimentarios llevan a reconstruir conceptualmente la dinámica de transporte que pudo haber tenido el sistema de acumulación. La abundancia relativa de depósitos generados por procesos de tormenta, es decir facies de areniscas finas a muy finas con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* o *swaley*, es reflejo de la influencia que tenían los procesos de tormenta sobre el registro sedimentario. No obstante, en este caso también es abundante el registro de facies generadas por procesos de buen tiempo que representan la sedimentación en condiciones normales entre períodos de tormenta. A estas condiciones corresponde el desarrollo de facies arenosas con estructuras entrecruzadas de óndula y/o a niveles masivos con un considerable nivel de bioturbación favorecido por las condiciones de menor energía del ambiente en general (ver sección 4.3.1).

La alternancia entre procesos de olas de buen tiempo y de tormenta genera dos configuraciones diferentes en la dinámica de transporte de sedimento dentro del sistema. Cuanto mayor es la frecuencia de procesos asociados a las tormentas, mayor es la proporción de facies generadas por flujos de tormenta (facies de **Ak** dentro del **LS** y la presencia de facies con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* en las facies heterolíticas del **OT**), mientras que cuando disminuye la frecuencia de las tormentas, la sedimentación asociada a condiciones de buen tiempo se preserva en el registro (deja registro de facies con estructuras de óndulas, **Ao**, y abundante bioturbación para el sector del **LS** y depósitos generados por procesos de decantación en el **OT**). Esta variabilidad del registro sedimentario generado bajo cambios en las condiciones meteorológicas, tiene implicancias directas a la hora de analizar los depósitos como reservorio a una escala detallada de observación tendrán distintos valores de porosidad y permeabilidad aquellas sedimentitas que fueron altamente bioturbadas durante su generación respecto a aquellas que no lo fueron, y eso repercute en la calidad del reservorio. Además, los procesos asociados a las tormentas generan heterogeneidades internas producto de contactos erosivos, que a esta escala de análisis podrían tener importancia.

La incidencia en la calidad del reservorio de los procesos asociados a tormentas respecto a las condiciones de sedimentación de buen tiempo para el *lower shoreface*, puede resultar evidente cuando se analiza el amalgamamiento

de facies de con *HCS* y la generación de superficies de erosión. Las facies de areniscas con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* pueden constituir niveles individuales separados por facies de buen tiempo, o paquetes amalgamados. En el segundo caso, presentan numerosas superficies de erosión interna asociadas a la recurrencia de sucesivos procesos de tormenta (Dott y Burgeois, 1982), que pueden implicar heterogeneidades dentro del reservorio disminuyendo su conectividad.

Se han definido tres órdenes de discontinuidad asociados al amalgamamiento de facies con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* (Dott y Burgeois, 1982; figura 7.5A). Existe una relación directa entre el orden de la superficie y su influencia como heterogeneidad interna. El primer orden corresponde al contacto con otro tipo de facies como pueden ser facies de areniscas bioturbadas o con laminación ondulítica (**Ab** y **Ao**). El segundo orden corresponde a los sucesivos eventos de tormenta, el cual presenta una base erosiva que remueve parte de los depósitos previos (figura 7.5B). Este tipo de contacto puede presentar material residual asociado como bioclastos o gravas (Dott y Burgeois, 1982), lo cual puede significar un cambio importante en términos granulométricos. En numerosos casos, estas superficies presentan abundante bioturbación asociada, producto de la colonización de organismos post-tormenta (Hampson *et al.*, 2008a; Sech *et al.*, 2009). Este incremento en la bioturbación contribuye al desarrollo de discontinuidades a partir de estos cambios en las propiedades petrofísicas de las rocas (Hampson *et al.*, 2008a). Finalmente, el tercer orden corresponde a la estratificación concordante interna generada por sutiles cambios en la granulometría o en la selección del material. Frecuentemente existe una orientación preferencial de los clastos de hábito tabular (ya sean cuarzos, feldespatos o micas), que puede modificar la tortuosidad del reservorio. Los clastos se orientan con su eje mayor paralelo a la estratificación definiendo una fábrica laminar (Cheel, 1990; figura 7.5B). Algo similar puede ocurrir con la presencia de restos esqueletales, como es el caso de los depósitos estudiados, donde la orientación de las valvas paralelas a la estratificación puede dificultar la migración de fluidos dentro del reservorio (figuras 7.5C y 7.5D). La amalgamación de depósitos asociados a períodos de tormentas en el *lower shoreface* incrementa la presencia de heterogeneidades internas que influyen sobre la migración de fluido.

La frecuencia de períodos de buen tiempo *versus* tormenta impacta directamente en la calidad del reservorio a nivel de facies, lo cual también se ve reflejado en los depósitos de *offshore transition*. Cuanto mayor es la frecuencia de las tormentas, mayor es la proporción de sedimentos arenosos en las facies heterolíticas que caracterizan este sector del sistema de acumulación. Este dominio donde se incrementa la proporción de la arena *versus* el fango (figura 7.6A) y la amalgamación de las capas arenosas con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky*, mejora significativamente la proporción de intervalos arenosos con relativa buena permeabilidad respecto a los fangosos (figuras 7.6B y 7.6C). Este tipo de anisotropía de la permeabilidad para intervalos heterolíticos ha sido previamente documentado en depósitos deltaicos (Graham *et al.*, 2015b). A su vez, el grado de bioturbación es otro factor a tener en cuenta en este tipo de depósitos debido a que puede tanto incrementar como reducir la porosidad y permeabilidad de un reservorio (Tonkin *et al.*, 2009). Aquellas facies con un elevado grado de bioturbación (definidas como facies de areniscas fangosas, ver tabla 4.1), presentan una distribución homogénea del material arenoso y fangoso. Si bien la presencia de sedimento fino reduce la porosidad efectiva ocupando muchos de los espacios intergranulares e incrementando la tortuosidad del reservorio, el incremento en la isotropía del reservorio producto de la intensa bioturbación (Tonkin *et al.*, 2009), podría generar la ausencia de capas continuas que puedan actuar a modo de barreras internas (figura 7.6A). En síntesis, los procesos de tormenta podrían mejorar las propiedades petrofísicas de los depósitos de *offshore transition* como reservorio al incrementar la conectividad entre capas de areniscas y disminuyendo la proporción de facies finas no permeables.

7.3. Implicancias de la caracterización de *bedsets*

7.3.1. Introducción

La estratigrafía secuencial constituye una herramienta sumamente útil para la prospección de potenciales reservorios de hidrocarburos. Dicha disciplina tiene su origen y sus fundamentos en estudios con finalidades de exploración petrolera (Sloss, 1966; Vail *et al.*, 1977; Payton, 1977). La estratigrafía secuencial permite definir unidades de interés petrolero,

establecer y analizar sus límites e incluso predecir su comportamiento en subsuelo (Helland-Hansen y Hampson, 2009). En ese sentido, las parasecuencias han constituido una de las unidades fundamentales de la estratigrafía secuencial en ambientes marinos someros (Van Wagoner *et al.*, 1988; 1990), pero además han demostrado ser excelentes unidades para el análisis de reservorios parálitos (Howell *et al.*, 2008; Sømme *et al.*, 2008; Sech *et al.*, 2009; Zecchin y Catuneanu, 2013; Graham *et al.*, 2015a). En general, las parasecuencias son comúnmente correlacionadas y usadas como base para la zonación del reservorio (Sømme *et al.*, 2008). Por otro lado, las parasecuencias constituyen sucesiones sedimentarias limitadas por superficies de inundación (Van Wagoner *et al.*, 1988; 1990). Desde el punto de vista de la distribución de facies, estas superficies de inundación marcan la presencia de depósitos finos de sectores profundos, cuya baja permeabilidad representa una barrera para la migración de fluido lo cual lleva a la compartimentalización del reservorio. Estas superficies pueden separar hidráulicamente los cuerpos arenosos impactando directamente sobre las unidades de flujo del reservorio (Ainsworth *et al.*, 2017).

La complejidad es aún mayor ya que presenta unidades menores internas definidas como *bedsets* (capítulo 5). Estas unidades se definen como sucesiones concordantes de estratos genéticamente relacionados dentro de las parasecuencias, limitados por superficies de no deposición, erosión o sus correlativas conformidades (Van Wagoner *et al.* 1990). Al igual que las parasecuencias, los *bedsets* se generan por la progradación del sistema de *shoreface-offshore*, limitados por superficies de discontinuidad generados por cambios en el sistema de menor escala (cambios en el nivel del mar de alta frecuencia, procesos autocíclicos, cambios climáticos). Los límites de *bedsets* pueden estar asociados a distintos tipos de discontinuidades (erosivas, no depositacionales), que pueden impactar de manera diferente en la caracterización de reservorios.

7.3.2. Límites de *bedset* y desarrollo de barreras

Mediante el análisis estratigráfico secuencial de alta resolución realizado a escala de intraparsecuencia, se definieron una serie de *bedsets* que conforman la parasecuencia PS400. Dichos *bedsets* presentan, mayormente, el

registro progradacional de un sistema de *shoreface-offshore* con el desarrollo de un arreglo vertical somerizante (**Of-OT-LS-US-Fs** en un caso ideal donde todas las asociaciones de facies están presentes; figura 4.20). En muchos casos, se identificó otra asociación de facies con alta concentración de material carbonático mezclado con material terrígeno (asociación de facies de **CS**, ver sección 4.2.6; figura 4.21A) asociada a los límites de los *bedsets*. Estos depósitos con alta concentración de material esquelético fueron interpretados como el producto de procesos de ravinamiento de olas durante condiciones transgresivas (ver sección 5.2.2). Las facies de **CS** forman niveles de baja permeabilidad y pueden actuar como barreras internas para la migración de fluido dentro de la parasecuencia. Es por ello que comprender la distribución de estas facies y su relación con los límites de *bedsets* resulta importante a la hora de predecir el potencial del reservorio y seleccionar estrategias de explotación.

La presencia de facies de **CS** genera heterogeneidades internas que reducen el volumen conectado del reservorio. La asociación de facies de **CS** está vinculada directamente a los límites de *bedsets*, y por ende a eventos transgresivos (ver sección 5.2.2), donde se encuentran en contacto con facies someras por debajo y más profundas por encima. La expresión del cambio relativo en la profundidad asociado al límite de *bedset* no es constante, sino que varía lateralmente en relación a la posición en el sistema (por ejemplo, en zonas proximales puede darse un conjunto vertical **US-CS-LS** mientras que hacia sectores distales ese límite pasa a **LS-CS-OT**; figura 5.5).

Para los sectores proximales, las facies de **CS** son continuas y se encuentran invariablemente asociadas a los límites de los sucesivos *bedsets*. La presencia de facies de **CS** genera la desconexión de los cuerpos arenosos someros (figura 5.8B), lo cual impide la conectividad vertical del reservorio. En general, los límites de *bedsets* pierden su expresión hacia los sectores proximales donde se convierten en un contacto entre facies arenosas (Sømme *et al.*, 2008; Charvin *et al.*, 2010; Zecchin *et al.*, 2017). Sin embargo, las facies de **CS** no se extienden a lo largo de toda el área de estudio, sino que desaparecen hacia sectores distales (capítulo 5). El límite hacia el mar de los concentrados (“*pinch out*”), se encuentra asociado a la distribución de facies de **LS** o **US** infrayacentes, o mejor dicho, se asocia al cambio en la naturaleza del límite de *bedset* que pasa de ser erosivo a no depositacional (capítulo 5). Esto

se debe a que los concentrados de *shoreface* se generan por el retrabajo por parte de las olas de los depósitos infrayacentes durante la inundación. Aquellos sectores distales del sistema donde el límite de bedset se desarrolla sobre facies de **OT**, no presentará facies de **CS**, dejando contactos **OT-OT** u **OT-LS** (figura 5.8A).

En definitiva, los **CS** actúan como barreras internas a la parasecuencia que impiden la conectividad vertical y generan una elevada compartimentalización del reservorio (figura 7.7). Sin embargo, al no ser continuos a lo largo de toda el área de estudio (por ejemplo en sectores proximales), podrían existir (hacia los sectores distales) zonas de conexión vertical entre los diferentes *bedsets*. El *pinch out* de los **CS** se asocia directamente con el *pinch out* de las facies de **LS** y por ende, la aparición de facies de **OT**.

Las facies asignadas a la asociación de **OT** constituyen una mezcla de arena y fango (facies heterolíticas o de areniscas fangosas). Este tipo de intervalos complejos en general, presentan bajas porosidades y permeabilidades promedio de las facies que los componen, pero no lo suficientemente bajas como para formar barreras. Aquellas facies de **OT** con suficiente contenido de arena podrían constituir reservorios pobres donde el fluido migra de manera dificultosa. Este tipo de unidades definidas como retardadores o “*baffles*” (ver sección 7.2.1), depende no sólo de sus propiedades petrofísicas sino de las propiedades del fluido. Cuanto menos viscoso sea el hidrocarburo, por ejemplo la presencia de gas o crudo condensado (valores de °API mayores a 42), mayores posibilidades tendrá de migrar a través de las facies retardadoras (figura 7.7). La posibilidad del hidrocarburo de migrar a través de las facies de **OT** aumenta significativamente la conectividad hidráulica del reservorio, mejorando sus perspectivas de explotación. Como se mencionó previamente (ver sección 7.2.3), las propiedades petrofísicas de los intervalos de **OT** se asocian a la frecuencia de los procesos de tormenta y la abundancia de sus respectivas facies arenosas.

El análisis estratigráfico secuencial de los diferentes *bedsets* permitió establecer que, si bien la heterogeneidad interna de la parasecuencia es muy elevada y eso reduce su potencial como reservorio, dicha heterogeneidad

depende mayormente de las características petrofísicas de las facies de **OT** y de la fluidez del hidrocarburo. En el caso hipotético de que el hidrocarburo a extraer tenga una baja viscosidad (caso A de la figura 7.7), sólo actuarían como barreras las asociaciones de facies de *Offshore* (**Of**) y de concentrados esqueléticos de *shoreface* y *offshore* (**CS** y **CO**). En este contexto la conectividad hidráulica dentro de la parasecuencia es buena y el volumen de roca actuando como reservorio es del 72% del volumen de la parasecuencia en la zona de estudio (ver sección 7.2.2). Distinto es el caso ante la hipotética extracción de hidrocarburos con elevada viscosidad donde también se debe tener en cuenta las facies de **OT** como barreras internas, lo cual no sólo reduce el volumen de roca reservorio al 48% sino que impacta directo sobre las posibilidades de migración del mismo dentro de la parasecuencia (ver caso B de la figura 7.7).

Todo el análisis realizado sobre los límites de bedset y su impacto en la caracterización de estos depósitos como reservorio tiene implicancias en términos de la predictividad. Conocer la extensión que pueden tener los depósitos asociados a límites de *bedsets* que actúan como barreras resulta útil para su aplicación al subsuelo. Cuando se trabaja con testigos, no sólo la identificación directa de estas facies, sino también el análisis de las facies ubicadas por encima y por debajo de estos límites, permiten conocer su ubicación en el sistema y predecir su variabilidad espacial. De este modo, la naturaleza de los límites y los modelos de evolución de *bedsets* impactan de manera directa sobre la conectividad vertical del reservorio.

7.3.3. Cambios en la orientación y estrategias prospectivas

Otro de los aspectos destacados sobre el análisis de los sucesivos *bedsets* que componen la PS400 es el cambio de orientación que ocurre entre los diferentes *bedsets* (ver sección 5.2.3), lo cual modifica los patrones de orientación de las fajas de facies. Los cambios en el sentido de progradación del sistema tienen implicancias directas sobre la distribución de facies y por lo tanto, la planificación de pozos. Los fenómenos de rotación del sistema de *shoreface-offshore*, generado por desequilibrios de sedimento en un sentido longitudinal (ver sección 5.3.2), tienen influencia directa sobre la distribución de facies. La rotación entre sucesivos *bedsets* condiciona la predictibilidad de

los depósitos en el subsuelo, fundamental a la hora de lograr la mejor conectividad entre los diferentes cuerpos arenosos. Además, los cambios de orientación asociados a disequilibrios en el balance de sedimento generan no sólo la rotación de la línea de costa sino también modifican los sectores de acumulación y pérdida de sedimento. Estos disequilibrios generan zonas de mayor progradación asociados lateralmente a zonas con falta de sedimento lo cual reduce considerablemente su agradación y por ende reduce la generación de espesores útiles de asociaciones de facies que actúan como reservorio (**LS** y **US**).

Los cambios en la orientación entre los sucesivos *bedsets* condicionan también la distribución de facies, lo cual impacta directamente sobre la complejidad interna del reservorio. Esto ocurre no solo para la distribución de facies reservorio, sino también para la distribución de posibles barreras asociadas a superficies transgresivas. Los cambios de orientación modifican lateralmente la magnitud de desplazamiento de facies asociado a la transgresión y por ende controlan la presencia de cuñas de sedimentos finos entre paquetes arenosos (figura 7.8). Este tipo de cambio en los contrastes de facies asociados a límites de *bedsets*, respecto a la orientación del sistema ya habían sido documentados previamente (Sømme *et al.*, 2008). Sin embargo, la continuidad de los niveles mixtos asociados al ravinamiento de los depósitos infrayacentes de *shoreface* (facies de **CS**), podrían impedir la conectividad de los cuerpos arenosos independientemente de la orientación que presenten.

7.3.4. Trayectorias de la línea de costa y desarrollo de reservorios

La trayectoria de la línea de costa es una de las herramientas más utilizadas en la estratigrafía secuencial contemporánea y tiene gran utilidad para el análisis de reservorios (Helland-Hansen y Martinsen, 1996; Howell *et al.*, 2008; Ainsworth *et al.*, 2017). Las distintas posiciones de la línea de costa en el tiempo son el resultado de la relación entre el aporte de sedimento y el espacio de acomodación, potencialmente definible a diferentes escalas temporales (Howell *et al.*, 2008). Las trayectorias que pueden adquirir las sucesivas líneas de costa determinan procesos de progradación, retrogradación o agradación del sistema de acumulación. Cuando las trayectorias son ascendentes, y el sistema es predominantemente agradante, las

asociaciones de facies preservadas tendrán mayores espesores, lo cual incrementa potencialmente el volumen de facies reservorio (Howell *et al.*, 2005, 2008). En cambio, las trayectorias de bajo ángulo ya sean positivas o negativas no muestran espesores de facies importantes. Las trayectorias negativas (transgresiones), incluso se asocian a espesores aun menores debido al menor aporte de sedimento. Sin embargo, esto último no significa que no existan importantes reservorios generados por sistemas marinos someros transgresivos a lo largo del mundo (Sixsmith *et al.*, 2008).

Otro factor importante a tener en cuenta en las trayectorias de la línea de costa es su dislocación durante eventos transgresivos (conocido como “*offset*”). Cuanto mayor es la magnitud de ascenso relativo durante la transgresión, mayor es el grado de dislocación de facies lo cual puede generar la instalación de depósitos profundos entre los cuerpos arenosos relativamente someros. No obstante, para el caso de la parasecuencia estudiada, la magnitud de ascenso es relativamente constante durante las sucesivas transgresiones, ya que la dislocación nunca supera las dos fajas de facies (facies de **OT** o **LS** por encima de facies de **LS**, **US** o **Fs**).

El análisis paramétrico de los diferentes *bedsets* muestra que los mayores espesores promedio de facies reservorio (**LS** y **US**), coinciden con los mayores ángulos de trayectoria de la línea de costa, es decir con las etapas de mayor agradación del sistema (figura 7.9). Dichos ángulos fueron estimados mediante cálculos trigonométricos a partir de conocer el espesor promedio de cada *bedset* y el desplazamiento horizontal relativo calculado (figura 5.12). Este análisis demuestra que, dentro de una parasecuencia, existen ciertos *bedsets* con mejores perspectivas desde el punto de vista del espesor útil (B2 a B8, figura 7.9), y que dichas unidades se asocian directamente con trayectorias de la línea de costa de mayor ángulo (superiores a los 0°15'). Una excepción la constituye el *bedset* B5 con uno de los mayores ángulos (0°29'), pero con poco espesor de *shoreface* (1,40 m). Esto podría deberse a que no se pudo identificar el *pinch out* real de las facies de *upper shoreface* para dicho *bedset*, dentro del área de estudio, generando una subestimación del dato de desplazamiento de la línea de costa.

De todo el análisis estratigráfico secuencial desarrollado entre los sucesivos *bedsets* que componen la parasecuencia PS400, uno de los aspectos

más interesantes que surge es el de los *bedsets* correspondientes al sector medio de la misma (figura 7.9). Si se analiza cómo es la distribución de las heterogeneidades internas dentro de la parasecuencia, se observa que la misma no es homogénea. En la sección 7.2.2 se teorizó el impacto de las distintas asociaciones de facies presentes y la frecuencia de barreras para dos casos extremos dependientes de las propiedades intrínsecas del hidrocarburo. En ambos casos, la conectividad entre *bedsets* parece no ser afectada significativamente en el sector medio (*bedsets* B3 a B7), sino que las diferencias significativas entre ambos casos se dan hacia la base y el tope de la parasecuencia. El sector medio muestra en ambos casos, una buena conectividad tanto vertical como lateral además de que no varía significativamente en términos de su espesor útil (figura 7.9). Este sector medio corresponde a *bedsets* con los mayores espesores de facies arenosas de *Lower shoreface* y *Upper shoreface* (figura 7.9), además de que son los ciclos de mayor agradación de la parasecuencia evidenciado por los mayores ángulos de trayectoria positiva de la línea de costa.

Todo este análisis indica que la evolución de una parasecuencia no consiste en la repetición cíclica de las condiciones de sedimentación, generando sucesivos *bedsets*, sino que tienen lugar cambios de diferentes jerarquías que condicionan la arquitectural secuencial resultante y debido a ello, se generan sectores con mejores perspectivas que otros. La distribución de heterogeneidades no es homogénea y las mejores condiciones de reservorio se asocian a etapas agradantes del sistema con buenos espesores preservados de facies arenosas. No obstante, los ángulos de agradación estimados son clasificados como bajos para este tipo de sistemas (0,1 a 0,3° según Howell *et al.*, 2008), lo cual se ve reflejado en los valores de espesor de intervalos de *shoreface* extremadamente bajos respecto a aquellos medidos en otros casos de estudio similares (oscilan entre 5 y 30 m de espesor).

7.4. Implicancias del análisis arquitectural

7.4.1. El análisis arquitectural aplicado a la caracterización de reservorios

Uno de los mayores paradigmas que ha contribuido a mejorar las herramientas de modelado de reservorios de hidrocarburos, consiste en que no todos los sistemas de acumulación requieren de las mismas metodologías de correlación e interpretación (Noad, 2004). El análisis arquitectural llevado a cabo sobre los depósitos de *nearshore* (*upper shoreface* y *foreshore*) permitió interpretar diferentes configuraciones que puede adquirir el sistema en el tiempo y asociarlo al potencial de preservación de determinados elementos morfológicos. A partir del análisis arquitectural de detalle se interpretaron dos tipos distintos de depósitos de *nearshore* (Tipo 1 y Tipo 2), producto de la evolución de distintos tipos de costas (con barras y sin barras). Además, se pudieron discutir algunos de los posibles controles que generan estos cambios, su escala temporal y su relación con la variabilidad de gradientes del perfil de playa. En general, muchos de los atributos que caracterizan el diseño arquitectural de los depósitos de *nearshore* se encuentran por debajo de la resolución de las secciones sísmicas o la correlación de pozos (Graham *et al.*, 2015a) El objetivo final de este análisis consistió en presentar cómo estos elementos arquitecturales se relacionan con la generación de heterogeneidades internas y el potencial impacto en los reservorios de hidrocarburos.

El diseño arquitectural es uno de los principales factores que controla la calidad de los reservorios ya que influye sobre la presencia de heterogeneidades y, por ende, sobre la extensión lateral, continuidad y conectividad de las facies, siendo esta última la clave para la migración del hidrocarburo (Weber y Van Guens, 1990). Este tipo de análisis tiene implicancias tanto a escala interna del reservorio como entre reservorios determinados por cuerpos arenosos (Ainsworth *et al.*, 2017). La presencia de superficies internas, ya sean de erosión o de no depositación, condicionan las posibilidades de migración de los fluidos debido a que muchas veces se encuentran asociadas a procesos de cementación, concentración de minerales micáceos, bioturbación, intercalación de depósitos finos, entre otros (Hampson *et al.*, 2008; Jenette y Riley, 1996; Noad, 2004; Wher y Brasher, 1996). Los

atributos que definen el diseño arquitectural de los depósitos deben ser incluidos en los análisis dinámicos de reservorios para mejorar la simulación de patrones de migración y recuperación avanzada (Jackson *et al.*, 2009). Gran parte del diseño arquitectural realizado para sucesiones marinas someras aplicadas a la caracterización de reservorios se ha centrado en el análisis de las heterogeneidades internas (Ainsworth *et al.*, 1999; Hampson *et al.*, 2008; Howell *et al.*, 2008; Jackson *et al.*, 2009; Sech *et al.*, 2009). Las superficies arquitecturales internas controlan la distribución de facies en este tipo de reservorios marinos someros e incluso pueden actuar como barreras o retardadores (Graham *et al.*, 2015a).

7.4.2. Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore* con barras

El primer tipo de configuración de los depósitos de *nearshore* identificado en la PS400 corresponde a aquel interpretado como el producto de la evolución de un sistema con barras. Este tipo de costa se asocia a una dinámica disipativa, con considerable energía de las mismas, y alto aporte de sedimento. En este tipo de configuraciones tiene lugar un importante desarrollo de la zona de *surf* donde las olas pierden gran parte de su energía debido a la interacción con el fondo, a diferencia de la zona de saca y resaca (*swash*) que se encuentra poco desarrollada. El alto nivel de agradación en respuesta a un elevado aporte sedimentario, sumado a una buena selección del material sugiere que este tipo de configuraciones pueden generar sucesiones arenosas que constituyen buenos reservorios. Sobre todo si se tiene en cuenta la presencia de barras como grandes volúmenes de acumulación de arena con interesantes valores de porosidad y permeabilidad. Sin embargo, como se explicó previamente (ver sección 6.2.2), el potencial de preservación de los depósitos de barra es muy bajo y sólo se preservan los depósitos asociados a las depresiones (facies **AMt** y **At**). El pasaje de estas facies de **US** a aquellas asignadas al **Fs** es gradual y no representa un cambio en las características texturales dentro del reservorio. A su vez, se identificaron superficies internas subhorizontales que delimitan cuerpos lenticulares amalgamados de gran escala (figura 7.10), compuestos por dichas facies y que, si bien podrían llegar a dificultar (pero no impedir) la migración vertical, no afectan en lo más mínimo la migración lateral del hidrocarburo.

Esto representa una buena conectividad hidráulica, sin heterogeneidades internas importantes en los depósitos de *nearshore*. La base de estos depósitos marca el contacto con los depósitos de *lower shoreface* y ha sido interpretada como un diastema de surf (Zhang *et al.*, 1997; Swift *et al.*, 2003; Clifton, 2006). Esta superficie marca el límite de rompiente de la ola donde se libera gran cantidad de la energía contenida. En el registro sedimentario dicho límite se traduce en un contacto erosivo con incremento marcado de la granulometría en respuesta a dicha liberación de energía (Clifton, 2006). Dicho contacto representa una discontinuidad importante para la migración vertical del hidrocarburo dentro del reservorio (figura 7.10). Es por ello que este tipo de depósitos de *nearshore* no presenta heterogeneidades internas significativas, lo cual le brinda una buena conectividad hidráulica, pero si presenta una discontinuidad moderada en su base que, en determinados casos podría actuar a modo de barrera para la migración de fluidos entre la parte inferior y superior del *shoreface*. Esto resulta en un sistema de buena conectividad interna que permite la migración de hidrocarburos tanto vertical como lateralmente dentro de los depósitos de *nearshore*, pero con baja conectividad desde el *lower shoreface* que genera la compartimentalización de las facies reservorio (figura 7.10).

7.4.3. Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore* sin barras

El segundo tipo de configuración identificado para los depósitos de *nearshore* del Miembro Pilmatué fue interpretado como el registro preservado de una costa sin barras. Estos depósitos de *nearshore* se habrían depositado en un ambiente costero carente de barras y asociado a una dinámica con mayor reflectividad. A diferencia del caso anterior, las costas sin barras suelen presentar zonas de surf muy reducidas y un amplio desarrollo del sector de saca y resaca. La presencia de capas inclinadas fue interpretada como el producto de la progradación de un sistema sin barras de alto gradiente y cuyas superficies de discontinuidad interna se asociaban a eventos de erosión de diferentes jerarquías. Se identificaron hasta tres jerarquías de superficies distintas debido a su diseño facial y arquitectural, las cuales corresponden a cambios de diferentes jerarquías del sistema. Cada jerarquía de superficie representa desde el punto de vista arquitectural una heterogeneidad interna

con sus respectivas posibles implicancias a la hora de la evaluación del reservorio. A diferencia de los depósitos descritos anteriormente, esta configuración sin barras presenta una base transicional desde los depósitos infrayacentes de *lower shoreface*, lo cual implica un pasaje gradual sin grandes cambios en las condiciones de permeabilidad (figura 7.11).

Desde el punto de vista de su aplicabilidad como reservorios estos depósitos carecen de una discontinuidad importante en su base, lo cual genera una excelente conectividad hidráulica respecto a los depósitos de *lower shoreface*. Sin embargo, las capas individuales generan una complejidad elevada que podrían dificultar significativamente la migración tanto vertical como lateral del hidrocarburo. Cada capa individual representa una heterogeneidad en el sistema que se extiende desde el tope casi hasta la base de los depósitos donde se vuelve tangencial. Por su parte, las superficies de erosión definidas como límites de paquetes de capas (**P.C.**, ver sección 6.2.3) podrían representar una discontinuidad mayor y pueden estar asociadas a una intensa cementación que actúa como barrera entre los paquetes de capas (figura 7.11). Por último, las superficies limitantes de sets de paquetes de capas (**S.P.C.**) marcan una discontinuidad aún más relevante ya que además indican un cambio en el sentido de migración del sistema. Esto último podría resultar muy importante a la hora de la colocación de pozos ya que no siempre podría estar perforándose el mayor espesor útil de cada set. En definitiva, este tipo de configuración permite una buena conectividad hidráulica con los depósitos infrayacentes de *lower shoreface* pero mayor compartimentalización tanto vertical como lateralmente dentro de los depósitos de *nearshore* (figura 7.11).

7.4.4. Diseño arquitectural en depósitos de *nearshore* escalonado

Hasta el momento se han descrito las diferentes escalas de observación posibles de establecer a la hora de evaluar la evolución de medio término de los sistemas marinos someros y cómo las particularidades de cada escala, impactan en la caracterización de estos sistemas como reservorio de hidrocarburos. Sin embargo, bien es sabido que un ambiente marino somero constituye un sistema de acumulación complejo y dinámico, donde tienen lugar procesos de diferentes jerarquías que actúan simultáneamente. Esto

requiere de un análisis detallado teniendo en cuenta distintos elementos de observación y evaluando un conjunto de factores que controlan en mayor o menor medida la dinámica de evolución del sistema (Heller *et al.*, 1993). Como se mencionó previamente, la evolución secuencial de un sistema marino somero y los cambios relativos en el nivel del mar tienen influencia directa en el diseño de los reservorios (ver sección 7.3). Los cambios relativos del nivel del mar modifican las condiciones de sedimentación, la arquitectura resultante y las facies preservadas que tienen incidencia directa sobre la potencialidad de los depósitos como reservorio. Por otro lado, los cambios que tienen lugar en el sistema de acumulación y que son propios del mismo sistema como el gradiente y el comportamiento de las olas, también pueden condicionar la arquitectura interna de los depósitos con la generación de superficies internas que aumentan la heterogeneidad interna de un reservorio (ver sección 7.2). A continuación, se evaluará el caso previamente mencionado (ver sección 6.2.4), que combina los cambios estratigráficos secuenciales ocurridos a escala de intraparasecuencia con los cambios del sistema de acumulación y su configuración morfológica, y donde ambos aspectos tienen influencia directa a la hora de caracterizar estos depósitos como reservorio de hidrocarburos.

Este tipo de configuración del sistema de acumulación muestra una elevada complejidad interna como resultado de cambios en el espacio de acomodación que inciden directamente sobre la preservación de facies. Este tipo de *nearshore* asociado a condiciones regresivas del sistema muestra un escalonamiento del *shoreface* con la generación de una superficie basal compuesta (figuras 6.19 y 7.12). Esta superficie generada por la coalescencia de sucesivas superficies regresivas representa un significativo límite en términos de la conectividad de los depósitos de *nearshore* con los infrayacentes. A su vez, las sucesivas superficies regresivas que separan dominios con cambios de composición representan heterogeneidades importantes que tienden a “compartimentalizar” aún más el reservorio. En definitiva, este tipo de depósitos presentan heterogeneidades que limitan la conectividad, tanto vertical como lateral del reservorio, por lo que se indica como el depósito con menor potencialidad como reservorio en comparación con los primeros casos mencionados (ver secciones 7.4.2 y 7.4.3).

7.5. Consideraciones finales

La caracterización de reservorios para sistemas de acumulación marino someros resulta mucho más compleja a medida que se avanza en su conocimiento y que se analiza en detalle. En ese sentido, el entendimiento sobre las heterogeneidades que se generan en este tipo de reservorios a diferentes escalas es cada vez mayor (Hampson *et al.*, 2017). Durante este capítulo se demostraron las posibles implicancias que pueden tener los resultados obtenidos a la hora de caracterizar este tipo de depósitos como reservorios de hidrocarburos. El análisis llevado a cabo a escala de intraparasecuencia permitió profundizar el conocimiento que se tiene sobre la evolución de medio término de los sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas y tormentas. Sin embargo, para aplicar todo este análisis a la caracterización de reservorios resultó indispensable poder integrar toda la información disponible y definir escalas de observación.

La aplicación de la estratigrafía secuencial y el estudio de los factores que controlan los sistemas de acumulación resultan cruciales sobre todo a la hora de elaborar modelos predictivos. Sin embargo, el perfeccionamiento de dichos modelos requiere profundizar aún más la escala de observación y el grado de detalle en el análisis, además del empleo de modernas metodologías de estudio. Los métodos de la estratigrafía secuencial requieren de una constante evolución que permitan mantener su efectividad como herramienta predictiva (Neal *et al.*, 2016).

La caracterización interna y del apilamiento vertical de los sucesivos *bedsets* que componen una parasecuencia permitió brindar novedosos aspectos a tener en cuenta para la caracterización de reservorios. Se describieron los límites y su impacto en la conectividad de cuerpos arenosos, los cambios de orientación y su vinculación con la distribución de facies, y las trayectorias de la línea de costa en términos de la agradación del sistema y la generación de espesores útiles.

Por su parte, el análisis arquitectural constituye una herramienta clave a la hora de analizar internamente el reservorio y suele ser omitida en los modelos de sistemas marinos someros (Howell *et al.*, 2008). La identificación de heterogeneidades internas a partir de conocer el diseño arquitectural de los

depósitos permite comprender mejor el tipo de cuerpo arenoso a estudiar (Reynolds, 2017). Este tipo de análisis tiene implicancias no sólo a la hora de modelar reservorios de manera estática (atributos geológicos), sino también dinámica (simulación del flujo de fluidos). Los modelos construidos en base a las superficies internas de un reservorio se basan principalmente en la presencia de superficies estratigráficas clave y cambios de facies (Jackson *et al.*, 2009; Sech *et al.*, 2009). Uno de los mayores problemas que tiene la aplicación de estas metodologías al análisis de reservorios en subsuelo consiste en que, en muchos casos, se encuentran por debajo de la definición de la sísmica lo cual imposibilita tener en cuenta las superficies internas en el modelado. Lo mismo ocurre con el uso de testigos corona o sondeos indirectos, ya que no brindan información que permita evaluar la extensión de las heterogeneidades (Graham *et al.*, 2015b). Las técnicas de modelado 2D y 3D han permitido incorporar los elementos arquitecturales a las simulaciones dinámicas de reservorios (Howell *et al.*, 2008; Jackson *et al.*, 2009; Sech *et al.*, 2009; Enge *et al.*, 2010; Graham *et al.*, 2015b).

El análisis arquitectural llevado a cabo para los depósitos de *nearshore* permitió establecer distintas jerarquías de heterogeneidades, así como también evaluar la conectividad vertical y lateral del reservorio. Se pudo analizar cómo impacta la arquitectura resultante producto de la evolución de medio término de distintos sistemas costeros. En definitiva, la jerarquía de las heterogeneidades es directamente proporcional a la compartimentalización que genera en el reservorio. Superficies de mayor jerarquía, producto de cambios de mayor jerarquía en el sistema de acumulación, generan discontinuidades más significativas para la caracterización del reservorio.

Uno de las principales complejidades que tienen los sistemas marinos someros como reservorios se da a escala de facies (Reynolds, 2017). Allí, la variabilidad de procesos sedimentarios puede modificar significativamente el arreglo de facies resultantes, lo cual es determinante a la hora de evaluar la porosidad y permeabilidad del reservorio. Este tipo de análisis ha sido aplicado a modelados de reservorios que permiten simular la migración de fluidos dentro del mismo (Jackson *et al.*, 2005; Ringrose *et al.*, 2005).

Los procesos sedimentarios que ocurren en estos sistemas de *shoreface-offshore* dominados por olas impactan de manera directa en las propiedades

7- Implicancias del análisis de alta resolución para la caracterización de reservorios

petrofísicas de los depósitos resultantes. Se pudo demostrar cómo influyen los procesos de buen tiempo y de tormenta en la naturaleza resultante de los depósitos y con ello, en su potencialidad como facies reservorio. La proporción de arena *versus* fango, la bioturbación y el grado de amalgamación de capas arenosas, son algunos de los aspectos que impactan directamente en la potencialidad de los reservorios a escala de facies, en términos de sus porosidades efectivas y permeabilidades.

Capítulo 8

Conclusiones

- Se estudiaron los depósitos correspondientes a la parasecuencia PS400 del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. Éstos fueron interpretados como el producto de la sedimentación bajo un sistema de *shoreface-offshore*, mixto (carbonático - silicoclástico), con dominio de olas y tormentas. La progradación de este sistema bajo condiciones regresivas dejó una sucesión vertical somerizante integrada por facies de *offshore-offshore transition-lower shoreface-upper shoreface-foreshore* (**Of-OT-LS-US-Fs**). Respecto a los modelos clásicos de facies para este tipo de sistemas, no se registraron depósitos de *backshore*, al menos dentro de la zona de estudio. La presencia de gran cantidad de material carbonático como son bioclastos y ooides, mezclados con sedimentos silicoclásticos transportados por olas y corrientes indica la presencia de una fábrica de material carbonático que define un sistema mixto. Sin embargo, el material carbonático no se encuentra distribuido homogéneamente en todo el sistema de acumulación sino que se restringe a los sectores proximales (**US** y **Fs**), lo cual indica un fuerte control en su acumulación por parte de las corrientes longitudinales y un déficit en los procesos de exportación de sedimento hacia el mar.
- El modelo de facies propuesto para sucesiones de *shoreface-offshore* con dominio de olas y tormentas no es suficiente para explicar todas las asociaciones de facies identificadas. Se propuso un modelo alternativo con diferentes condiciones de sedimentación que permita comprender la formación de las asociaciones de concentrados esqueletales (**CS** y **CO**). La base erosiva de estos depósitos, sumada a la gran concentración de material residual grueso producto del retrabajo de sedimentos previos, llevaron a interpretar estas asociaciones como la acumulación en condiciones transgresivas del sistema donde tenían lugar procesos de ravinamiento de olas. El análisis hidrodinámico de las estructuras sedimentarias identificadas para estas asociaciones permitió interpretar la

evolución de los flujos presentes como un proceso de profundización del sistema. En definitiva, los depósitos de **CS** y **CO** representan la sedimentación de un sistema de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas pero bajo condiciones transgresivas. Diferencias sedimentológicas y estratigráficas entre ambas asociaciones establecen que no se trata del mismo grado de ascenso relativo del nivel del mar para cada caso.

- Los depósitos estudiados constituyen una parasecuencia en un contexto predominantemente regresivo, interrumpido ocasionalmente por episodios transgresivos menores. Estos cambios internos definen ciclos con diseño vertical transgresivo-regresivo (T-R), que han sido definidos como bedsets. Los bedsets se encuentran limitados por superficies transgresivas con procesos de ravinamiento de olas asociado, lo cual genera la acumulación y preservación de facies de **CS**. Se definieron 13 bedsets dentro de la parasecuencia PS400, lo cual constituye un novedoso caso respecto a estudios previos a escala de intra-parasecuencia.
- Los límites de bedset, interpretados como superficies de ravinamiento en respuesta a la erosión de las olas durante la transgresión del sistema, presentan una distribución íntimamente relacionada con el rango de acción de las olas. Esto constituye el aporte de un nuevo tipo de límite de bedset, hasta el momento no documentado. Se trata de superficies complejas cuya expresión depende de la posición en el sistema. En los sectores proximales, los límites de bedsets identificados constituyen superficies erosivas con desarrollo de depósitos de *lag* transgresivo asociado, mientras que hacia los sectores distales dichas superficies pasan a ser no depositacionales. A su vez, este cambio en la naturaleza de los límites y la presencia o no de facies transgresivas, impacta en el diseño de facies interno para cada bedsets. Los mismos pasan de ser transgresivos-regresivos en los sectores proximales con presencia de facies de **CS**, a netamente regresivos en los sectores distales.
- El análisis de detalle llevado a cabo acerca de varios aspectos anatómicos de los bedsets (espesor, proporción de depósitos generados en condiciones

de buen tiempo *versus* tormenta, composición de las facies que componen el **US**), ha permitido caracterizar de manera minuciosa los principales atributos que definen este tipo de unidades estratigráficas de alta resolución. Además, se pudieron reconocer cambios en la orientación de los sucesivos bedsets mediante la definición de fajas de facies y el análisis de paleocorrientes.

- Por su parte, la integración de toda la información obtenida ha permitido demostrar que las olas y las corrientes tuvieron un rol dominante en la evolución de sucesivos bedsets. Las olas no solo actuaron como un mecanismo de aporte de sedimento a la costa sino que controlaron la dinámica de corrientes longitudinales cargadas de sedimento, las que eran responsables del transporte a lo largo de la costa, removilizando material de un lugar a otro. El transporte de sedimento diferencial, debido a variaciones en la efectividad de las corrientes longitudinales, genera desequilibrios en el aporte. Estos desequilibrios generaron zonas de ganancia y pérdida de sedimento, las cuales coexistían longitudinalmente. En ese sentido, se elaboró un modelo factible relacionado a desequilibrios longitudinales y fenómenos de reorientación como generador de unidades de intraparasecuencia a escala de medio término (10^3 a 10^5 años). El principal proceso disparador de estos desequilibrios en el balance de sedimento corresponde a cambios en el clima de olas, por ejemplo por cambios en el ángulo de incidencia de las mismas.
- El apilamiento vertical de los sucesivos bedsets exhibe trayectorias de avance y retroceso de la línea de costa, en respuesta a cambios en el balance de sedimento y espacio de acomodación. Estos ciclos de avance y retroceso definen grupos de bedsets (**GB**), que resultan en un diseño interno de la parasecuencia aún más complejo. Los grupos de bedset representan una nueva jerarquía de unidades estratigráficas hasta ahora no documentada, correspondiente a una escala de procesos intermedia entre el bedset individual y la parasecuencia. Los procesos que controlan este tipo de unidades aún continúan siendo poco comprendidos, aunque podrían deberse no solo a fenómenos alocíclicos de determinada escala (cambios relativos del nivel del mar, cambios en el aporte de sedimento),

sino que podrían haber actuado procesos propios del sistema de acumulación (por ejemplo fenómenos de autoretroceso).

- El análisis estratigráfico secuencial realizado a escala interna de una parasecuencia muestra que este tipo de unidades pueden presentar una elevada complejidad, las cuales reflejan distintas escalas de evolución de los sistemas de acumulación. Se pudieron identificar hasta tres escalas distintas de procesos de progradación y retrogradación del sistema, cada uno de los cuales deja un registro estratigráfico. 1) Los procesos de progradación y retrogradación responsables de la construcción de la parasecuencia estudiada. 2) La escala intermedia correspondiente a los grupos de bedsets (**GB**). 3) La menor escala correspondiente a la construcción de los sucesivos bedsets.
- Se demostró que dentro de una parasecuencia, y más precisamente entre sucesivos bedsets, cambia la configuración de los sistemas de acumulación, sobre todo para los sectores someros. A partir del análisis arquitectural de los depósitos de *nearshore*, se pudo demostrar cómo los procesos de acreción y erosión de sedimento que tienen lugar en las fajas costeras, modifican la morfología de la costa a lo largo del tiempo. Se pudieron identificar 3 diseños arquitecturales diferentes, en cada uno de los cuales fueron interpretadas las condiciones de sedimentación y la configuración de la costa. La configuración preservada del *nearshore* para cada caso, representa las condiciones dominantes y de mayor prevalencia durante la construcción del sistema, pero eso no significa que hayan podido alternarse otras condiciones subordinadas que no se ven reflejadas en el registro fósil.
- Los elementos arquitecturales Tipo 1 fueron interpretados como el registro de un sistema de bajo gradiente, con barras y depresiones, donde las olas tenían una dinámica predominantemente disipativa en su aproximación a la costa. Los elementos arquitecturales Tipo 2, en cambio, corresponden a un sistema de alto gradiente, sin barras, con un carácter más reflectivo de la ola. Los elementos arquitecturales Tipo 3 fueron interpretados como el registro de un sistema de bajo gradiente, con barras y depresiones, pero donde los cambios secuenciales asociados a descensos abruptos del nivel

del mar controlaron fuertemente la preservación de los depósitos y su arquitectura resultante. El descenso abrupto del nivel relativo del mar genera una regresión forzada del sistema y el escalonamiento del *nearshore*. Este último representa un caso complejo que combina la dinámica intrínseca de las olas y las corrientes con el contexto estratigráfico secuencial.

- Los regímenes de olas controlan fuertemente el transporte de sedimento transversal a la costa, definiendo la acreción de sedimento sobre el continente, su redistribución lateral a lo largo de la costa o su exportación hacia el *offshore*. El gradiente de la costa, representa un equilibrio dinámico que depende del aporte de sedimento y el clima de olas. Aquellos casos donde dominan las grandes olas directas a la costa y no existen importantes mecanismos de redistribución ni exportación, el sedimento es acretado sobre los sectores de *nearshore* elevando el gradiente de la costa. Caso contrario ocurre cuando, gracias a la acción de olas superficiales de buen tiempo y de tormenta, la redistribución de sedimento es importante y el perfil de equilibrio de la costa presenta un bajo gradiente. Los procesos de acreción y erosión que tienen lugar en las fajas costeras se asocian directamente a un equilibrio ternario en constante dinamismo entre los regímenes de olas, el gradiente y la morfología de la costa.
- Todos los cambios en la morfología interpretada de la costa a lo largo de los sucesivos bedsets, tienen correspondencia con lo que sucede en sectores distales del sistema. El análisis pormenorizado de facies para el **LS** demostró que aquellos bedsets donde se identificaron elementos arquitecturales Tipo 1 y 3 presentan variables proporciones entre facies de buen tiempo y de tormenta. Por el contrario, aquellos bedsets donde se identificaron elementos arquitecturales Tipo 2, sólo registran facies generadas por procesos de buen tiempo. La proporción de facies de tormenta o de buen tiempo está directamente relacionada con la presencia de barras en los sectores proximales, y por ende de la dinámica dominante de olas para cada caso.
- La aplicación de toda la información obtenida a la caracterización de estos depósitos como reservorios requiere de la jerarquización de las diferentes

heterogeneidades presentes. Mediante el análisis facies y de sus propiedades petrofísicas se pudieron establecer los diferentes elementos de un reservorio (facies reservorio, retardadores y barreras). Esto permitió conocer la distribución de facies a lo largo del reservorio y estimar espesores y volúmenes. En ese sentido, la correlación de facies impacta directo sobre la estimación volumétrica, por lo que resulta imprescindible lograr la mejor precesión posible. La comparación entre técnicas de correlación “pozo a pozo” y cálculos areales mediante software arrojó un 5% de variación en la proporción de facies reservorio, lo cual podría tener implicancias a la hora del análisis de reservorios maduros.

- La incidencia en la calidad del reservorio de los procesos sedimentarios que tienen lugar en los sistemas de *shoreface-offshore*, a escala de facies, se relaciona directamente con la frecuencia de condiciones de buen tiempo y de tormenta. Esta relación entre procesos asociados a tormentas respecto a las condiciones de sedimentación de buen tiempo consiste fundamentalmente para el **LS** en el amalgamamiento de facies con *HCS* y la generación de superficies de erosión. El amalgamamiento de depósitos asociados a períodos de tormentas en el **LS** incrementa la presencia de heterogeneidades internas que influyen sobre la migración de fluido. Para las facies de **OT** en cambio, los procesos de tormenta mejoran las propiedades físicas de los depósitos como reservorio mejorando la conectividad entre capas de areniscas y disminuyendo la proporción de facies finas no permeables. Lo mismo ocurre con la intensidad de la actividad orgánica la cual tiende a homogeneizar el material y evitar la presencia de niveles impermeables continuos.
- La presencia de facies de **CS** asociadas a los límites de bedset, genera heterogeneidades internas que reducen el volumen conectado de las facies reservorio dentro de la parasecuencia. Los depósitos de **CS** actúan como barreras internas a la parasecuencia y generan una elevada compartimentalización del reservorio. El *pinch-out* de los **CS** se asocia directamente con el *pinch-out* de las facies de **LS** y por ende la aparición de facies de **OT**. Por ello, el análisis estratigráfico secuencial de los diferentes bedsets permitió establecer que, si bien la heterogeneidad interna de la parasecuencia es muy elevada y eso reduce la conectividad de los cuerpos

arenosos, la potencial relevancia de dicha heterogeneidad tiene relación directa con las características petrofísicas de las facies de **OT** y la fluidez del hidrocarburo. Además, los cambios de orientación identificados entre los diferentes bedsets indican no sólo la rotación de la línea de costa sino también la modificación de los sectores de acumulación y de pérdida de sedimento. Estos desequilibrios generan zonas de mayores o menores espesores útiles en términos de la presencia de facies reservorio (**LS** y **US**). En ese sentido, el análisis sobre las trayectorias de la línea de costa entre los sucesivos bedsets llevado a cabo como una herramienta para caracterizar reservorios, permitió reconocer intervalos de mayor o menor agradación de las facies reservorios (**LS+US**). Las mejores condiciones de reservorios se asocian al desarrollo de etapas agradantes del sistema con acumulación y preservación de buenos espesores de facies arenosas.

- El diseño arquitectural refleja la presencia de heterogeneidades internas a los depósitos que potencialmente pueden controlar la calidad de los reservorios en términos de su extensión lateral, continuidad y conectividad, siendo esta última la clave para la migración del hidrocarburo. Para los depósitos Tipo 1 se concluye que, el mismo constituye un sistema de buena conectividad interna que permite la migración de hidrocarburos tanto vertical como lateralmente pero con baja conectividad desde el **LS**, lo cual genera la compartimentalización de las facies reservorio. Para el caso de los depósitos Tipo 2, se evaluó una buena conectividad hidráulica con las facies infrayacentes de **LS**, pero con baja conectividad interna a los mismos tanto vertical como lateralmente. Finalmente, los depósitos Tipo 3 muestran una superficie basal regresiva que marca un significativo límite en términos de la conectividad de los depósitos de *nearshore* con los infrayacentes. A su vez, las sucesivas superficies regresivas que separan dominios con cambios de composición representan heterogeneidades importantes que impiden la conectividad vertical y lateral dentro de los depósitos de *nearshore*. Este tipo de depósitos presentan baja conectividad tanto vertical como lateral por lo que se indica como el depósito con menor potencialidad como reservorio.

- La evolución de medio término de los sistemas marinos someros dominados por olas exhibe una elevada complejidad que sólo puede ser comprendida a partir del análisis detallado de las sucesiones sedimentarias combinado con la comparación con sistemas de depositación recientes. Durante el desarrollo de esta tesis doctoral se aportaron diversos aspectos que ayudan al entendimiento de dichas complejidades y los principales procesos que tienen lugar durante su generación. Se ha demostrado que muchas de las metodologías realizadas requieren de un detalle de trabajo muy elevado y de una rigurosidad muy marcada. Esta rigurosidad ha permitido identificar y caracterizar todo el abanico jerárquico que involucra la evolución de medio término. En ese sentido, los sistemas marinos someros dominados por olas presentan excelentes perspectivas de estudio, sobre todo desde la implementación de nuevas tecnologías y de estudios multidisciplinarios.

BIBLIOGRAFÍA

AAGAARD, T., BLACK, K. P., GREWOOD, B., 2002. Cross-shore suspended sediment transport in the surf zone: a field-based parameterization. *Marine Geology*, 185, 283-302.

AAGAARD, T., 2011. Sediment transfer from beach to shoreface: The sediment budget of an accreting beach on the Danish North Sea Coast. *Geomorphology*, 135, 143-157.

AAGAARD, T., KROON, A., 2007. Mesoscale behaviour of longshore bars-net onshore or net-offshore migration. *Proceedings Coastal Sediments '07, ASCE, New York*, 2124-2136.

AAGAARD, T., GREWOOD, B., HUGHES, M., 2013. Sediment transport on dissipative, intermediate and reflective beaches. *Earth-Science Reviews*, 124, 32-50.

AAGAARD, T., 2014. Sediment supply to beaches: cross-shore sand transport on the lower shoreface. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119, 913-926.

ABBOTT, S.T., 1998. Transgressive systems tracts and onlap shellbeds from Mid-Pleistocene sequences, Wanganui Basin, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 253-268.

AGUIRRE-URRETA, M.B., RAWSON, P.F., 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine*, 134 (4), 449-458.

AGUIRRE-URRETA, M.B., RAWSON, P.F., 1998. The ammonites *Karakaschiceras* and *Neohoploceras* (Valanginian Neocomitidae) from the Neuquén Basin, west-central Argentina. *Journal of Paleontology*, 72, 39-59.

AGUIRRE-URRETA, M.B., RAWSON, P.F., 1999. The Lower

Cretaceous Valanginian ammonite *Chacantuceras* (gen. nov.), a link between the Neuquén and Austral basins. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53, 354-364.

AGUIRRE-URRETA, M.B., RAWSON, P.F., 2001a. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian neocomitid genus *Hoplitocrioceras* (Giovine, 1950). *Cretaceous Research*, 22, 201-218.

AGUIRRE-URRETA, M.B., RAWSON, P.F., 2001b. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian *Olcostephanus* fauna. *Cretaceous Research*, 22, 763-778.

AGUIRRE-URRETA, M.B., RAWSON, P.F., CONCHEYRO, G.A., BOWN, P.R., OTTONE, E.G., 2005. Lower Cretaceous (Berriasian-Aptian) Biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Veiga, G., et al. (Eds.). The Geological Society, Special Publication, p. 252.

AGUIRRE-URRETA, M. B., MOURGUES, F.A., RAWSON, P.F., BULOT, L.G., JAILLARD, E., 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal*, 42, 143-173.

AGUIRRE-URRETA, M.B., RAWSON, P.F., 2010. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the neocomitids of the *Pseudofavrella angulatifomis*

AGUIRRE-URRETA, M.B., RAWSON, P.F., 2012. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: A new heteromorph fauna from the

uppermost Agrio Formation. *Cretaceous Research*, 35, 208-216.

AGUIRRE-URRETA, B., LESCANO, M., SCHMITZ, M. D., TUNIK, M., CONCHEYRO, A., RAWSON, P. F., RAMOS, V. A., 2015. Filling the gap: new precise Early Cretaceous radioisotopic ages from the Andes. *Geological Magazine*, 152, 557-564.

AGUIRRE-URRETA, M.B., RAWSON, P.F., 2017. New Valanginian-Hauterivian neocomitid ammonites from the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, *en prensa*.

AGUIRRE-URRETA, B., SCHMITZ, M., LESCANO, M., TUNIK, M., RAWSON, P. F., CONCHEYRO, A., BUHLER, M., RAMOS, V. A., 2017. A high precision U-Pb radioisotopic age for the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina: Implications for the chronology of the Hauterivian Stage. *Cretaceous Research*, 75, 193-204.

AINSWORTH, R. B., SANLUNG, M., DUIVENVOORDEN, T.C. S., 1999. Correlation techniques, perforation strategies, and recovery factors: An integrated 3-D reservoir modeling study, Sirikit field, Thailand. *AAPG bulletin*, 83, 1535-1551.

AINSWORTH, R.B., 2005. Sequence stratigraphic-based analysis of reservoir connectivity: influence of depositional architecture—a case study from a marginal marine depositional setting. *Petroleum Geoscience*, 11, 257-276.

AINSWORTH, R.B., FLINT, S., HOWELL, J., 2008. Predicting coastal depositional style: influence of basin morphology and accommodation to sediment supply ratio within a sequence stratigraphic framework. En: *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy*, Hampson G.J., Steel R.J., Burgess P.M., Dalrymple R.W. (Eds.). *SEPM Special Publication*, 90, 237-264.

AINSWORTH, R.B., VAKARELOV, B., NANSON, R., 2011. Dynamic

spatial and temporal prediction of changes in depositional processes on clastic shorelines: towards improved subsurface uncertainty reduction and management. *AAPG Bulletin*, 95, 267-297.

AINSWORTH, R. B., VAKARELOV, B. K., MACEACHERN, J. A., RARITY, F., LANE, T. I., NANSON, R. A., 2017. Anatomy of a shoreline regression: implications for the high-resolution stratigraphic architecture of deltas. *Journal of Sedimentary Research*, 87, 425-459.

ALLEN, J.R.L., CROWLEY, S.F., 1983. Lower Old Red Sandstone fluvial dispersal systems in the British Isles. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 74, 61-68.

ÁLVAREZ-TRENTINI, G., SCHWARZ, E., 2016. Ciclos carbonáticos-silicoclásticos de alta frecuencia (Fm. Mulichinco, Cuenca Neuquina Central, Argentina): identificación de cambios de la productividad carbonática en el tiempo y el espacio. VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología - XV Reunión Argentina de Sedimentología, La Pampa 13.

ANTHONY, E. J., LEVOY, F., MONFORT, O., DEGRYSE-KULKARMI, C., 2005. Short-term intertidal bar mobility on a ridge-and-runnel beach, Merlimont, Northern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 81-93.

ANTHONY, E. J., 2008. Shore processes and their palaeoenvironmental applications. *Developments in Marine Geology No. 4*, Elsevier, Amsterdam, 519 pp.

ARNOTT, R.W.C., SOUTHARD, J.B., 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 211-219

- ASHTON, A., MURRAY, A.B., ARNOULT, O., 2001.** Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves, *Nature*, 414, 296–300.
- BARBOZA, E. G., ROSA, M. L. C. C., HESP, P. A., DILLENBURG, S. R., TOMAZELLI, L. J., AYUP-ZOUAIN, R. N., 2011.** Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil)-a new approach with GPR data. *Journal of Coastal Research*, 64, 646-650.
- BHATTACHARYA, J. P., TYE, R. S., CHIDSEY, T. C., ADAMS, R. D., MORRIS, T. H., 2004.** Searching for modern Ferron analogs and application to subsurface interpretation. Regional to wellbore analog for fluvial-deltaic reservoir modeling: The Ferron Sandstone of Utah. *AAPG Studies in Geology*, 50, 39-57.
- BIRD, E., 2008.** Coastal geomorphology, an introduction. *Wiley Second Edition*, 436 pp.
- BLOOM, A.L., 1978.** Geomorphology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- BOYD, R., DALRYMPLE, R., ZAITLIN, B.A., 1992.** Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80, 139-150.
- BRACACCINI, I.O., 1970.** Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, 275-282.
- BRIDGE, J. S., DEMICO, R. V., 2008.** Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits. Cambridge University Press, p. 815.
- BRISTOW, C. S., PUCILLO, K., 2006.** Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. *Sedimentology*, 53, 769-788.
- BRUUN, P., 1962.** Sea-level rise as a cause of shore erosion. American Society of Civil Engineers Proceedings, *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 88, 117–130.
- BRUUN, P., 1983.** Review of conditions for uses of the Bruun rule of erosion, *Coastal Engineering*, 7, 77–89.
- BRYANT, I. D., FLINT, S. S., 1993.** Quantitative clastic reservoir geological modelling: problems and perspectives. *The geological modelling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues*, 1993, p. 1-20.
- BUATOIS, L. A., MÁNGANO, M. G., 2011.** Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time. Cambridge University Press. Cambridge.
- BURGESS, P.M., ALLEN, P.A., STEEL, R.J., 2016.** Introduction to the future of sequence stratigraphy: evolution or revolution?. *Journal of the Geological Society*, 173, 801-802.
- CADE, C.A., EVANS, I.J., BRYANT, S.L., 1994.** Analysis of permeability controls: a new approach. *Clay Minerals*, 29, 491-502.
- CASTELLE, B., BONNETON, P., SENÉCHAL, N., DUPUIS, H., BUTEL, R., MICHEL, D., 2006.** Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian coast, France. *Continental shelf Research*, 26, 113-131.
- CATTANEO, A., STEEL, R. J., 2003.** Transgressive deposits, a review of their variability. *Earth-Science Review*, 62, 187– 223.
- CATUNEANU, O., 2002.** Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls, *Journal of African Earth Sciences*, 35, 1–43.
- CATUNEANU, O., 2006.** Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375pp.
- CHARVIN, K., HAMPSON, G. J., GALLAGHER, K. L., LABOURDETTE, R., 2010.** Intra-parasequence architecture of an interpreted asymmetrical wave-dominated delta. *Sedimentology*, 57, 760-785.

- CHAUHAN, P. P. S., 2000.** Bedform association on a ridge and runnel foreshore: Implications for the hydrography of a macrotidal estuarine beach. *Journal of Coastal Research*, 16, 1011-1021.
- CLEMMENSEN, L. B., PYE, K., MURRAY, A., HEINEMEIER, J., 2001.** Sedimentology, stratigraphy and landscape evolution of a Holocene coastal dune system, Lodbjerg, NW Jutland, Denmark. *Sedimentology*, 48, 3-27.
- CLEVERINGA, J., 2000.** Reconstruction and modelling of Holocene coastal evolution of the western Netherlands. Tesis doctoral, Universidad de Utrecht, Países Bajos.
- CLIFTON, E. H., 2006.** A reexamination of facies models for clastic shorelines. En: *Facies Models Revisited*, H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.) *SEPM Special Publication* 84, 293-337.
- COE, A. L., CHURCH, K. D., 2003.** Sea-level change. *The sedimentary record of sea-level change*. Cambridge University Press, United Kingdom, 34-56.
- COLLINSON, J. D., MOUNTNEY, N., THOMPSON, D. B., 2006.** *Sedimentary structures*.
- COWELL, P. J., ROY, P. S., JONES, R. A., 1995.** Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Marine Geology*, 126, 45-61.
- COWELL, P.J., HANSLOW, D.J., MELEO, J.F., 1999.** The shoreface. En: *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Short, A.D. (ed.), Chichester: Wiley, pp. 37-71.
- COWELL, P. J., STIVE, M. J., NIEDORODA, A. W., DE VRIEND, H. J., SWIFT, D. J., KAMINSKY, G. M., CAPOBIANCO, M., 2003.** The coastal-tract (part 1): a conceptual approach to aggregated modeling of low-order coastal change. *Journal of Coastal Research*, 812-827.
- CURRAY, J.R., 1964.** Transgressions and regressions. En: *Papers in Marine Geology, Shepard Commemorative Volume*, Miller, R. (ed.). Macmillan, New York, 175-203.
- DABRIO, C. J., POLO, M. D., 1981.** Flow regime and bedforms in a ridge and runnel system, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 28, 97-110.
- DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A., BOYD, R., 1992.** Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D., GREENWOOD, B. 1976.** Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. En R. A. Davis Jr., and R. L. Ethington (eds.), *Beach and Nearshore Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 24, pp. 149-168.
- DAVIDSON-ARNOTT, R., 2010.** Introduction to Coastal Processes and Geomorphology, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 442.
- DAVIES, J.L., 1964.** A morphogenic approach to world shorelines. *Zeit.furt.Geomorph*, 8, 27-42.
- DAVIS R. A. Jr., HAYES, M. O., 1984.** What is a wave-dominated coast?. *Marine geology*, 60, 313-329.
- DAVIS, R. A. Jr., FITZGERALD, D.M., 2004.** Beaches and Coasts. Blackwell, Malden, 419 pp.
- DAWSON, J. C., DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D., OLLERHEAD, J. 2002.** Low-energy morphodynamics of a ridge and runnel system. *Journal of Coastal Research*, 36, 198-215.
- DEAN, R. G., 1977.** Equilibrium Beach Profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts. *Ocean Engineering Report* 12.
- DEAN, R. G., MAURMEYER, E. M., 1983.** Models for beach profile response, En: *Handbook of Coastal Processes and Erosion*, Komar, P. D. (ed.), CRC Press, Boca Raton, 151-165

- DEAN, R. G., 1991.** Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications, *Journal of Coastal Research*, 7, 53–84.
- D'ELIA, L., BILMES, A., FRANZESE, J. R., VEIGA, G. D., HERNÁNDEZ, M., MURAVCHIK, M., 2015.** Early evolution of the southern margin of the Neuquén Basin, Argentina: tectono-stratigraphic implications for rift evolution and exploration of hydrocarbon plays. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 42–57.
- DEMAREST, J. M., KRAFT, J. C., 1987.** Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implications for more ancient strata. En: *Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution*, D. Nummedal, O. H. Pilkey and J. D. Howard, Eds., *SEPM Special Publication 41*, pp. 223–239.
- DICKSON, J. A. D., 1965.** A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, 587–587.
- DICKSON, J.A.D., 1966.** Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 491–505.
- DIGREGORIO, J.H., ULIANA, M.A. 1980.** Cuenca Neuquina. En: *Geología Regional Argentina*, Turner, J.C.M. (ed.). Academia Nacional de Ciencias, 2, 985–1032. Córdoba
- DOTT, R.H.JR., BURGEIOIS, J., 1982.** Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological society of America bulletin*. 93, 663–680.
- DUKE, W.L., ARNOTT, R.W.C., CHEELI, R.J., 1991.** Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19, 625–628.
- DUMAS, S., ARNOTT, R.W.C., SOUTHARD, J.B. 2005.** Experiments on oscillatory-flow and combined flow bed forms: Implications for interpreting parts of the shallow marine rock record. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 501–513.
- DUMAS, S., ARNOTT, R.W.C., 2006.** Origin of hummocky and swaley cross-stratification: The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34 (12), 1073–1076.
- EINSELE, G., RICKEN, W. 1991.** Limestone-Marl alternations - an overview. En: *Cycles and Events in Stratigraphy*, Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (eds.). Springer, Berlin, 23–47.
- ELGAR, S., GALLAGHER, E. L., GUZA, R. T., 2001.** Nearshore sandbar migration. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106, 11623–11627.
- ENGE, H. D., HOWELL, J. A., BUCKLEY, S. J., 2010.** Quantifying clinothem geometry in a forced-regressive river-dominated delta, Panther Tongue Member, Utah, USA. *Sedimentology*, 57, 1750–1770.
- FORZONI, A., HAMPSON, G., STORMS, J.E.A., 2015.** Along-strike variations in stratigraphic architecture of shallow-marine reservoir analogues: Upper Cretaceous Panther Tongue delta and coeval shoreface, Star Point Sandstone, Wasatch plateau, Central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 85, 968–989.
- FRANZESE, J.R., SPALLETTI, L.A., 2001.** Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 257–270.
- FRASER, C., HILL, P. R., ALLARD, M., 2005.** Morphology and facies architecture of a falling sea level strandplain, Umiujaq, Hudson Bay, Canada. *Sedimentology*, 52, 141–160.
- FREY, R.W., SEILACHER, A., 1980.** Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13, 183–207.
- FRUERGAAARD, M., ANDERSEN, T. J., NIELSEN, L. H., JOHANENSSON, P. N., AAGAARD, T., PEIRJUP, M.,**

2015a. High-resolution reconstruction of a coastal barrier system: impact of Holocene sea-level change. *Sedimentology*, 62, 928-969.

FRUERGAARD, M., MØLLER, I., J. P. N., NIELSEN, L. H., ANDERSEN, T. J., NIELSEN, L., SANDER, L., PEJRUP, M., 2015b. Stratigraphy, evolution and controls of a Holocene transgressive-regressive barrier island under changing sea level: Danish North Sea Coast. *Journal of Sedimentary Research*, 85, 820-844.

GALLAGHER, E. L., ELGAR, S., GUZA, R. T., 1998. Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103, 3203-3215.

GALLOWAY, W. E., 1975. Processes framework for describing the morphological and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: *Deltas 2nd ed.*, Broussard, M.L. (Ed.), *Houston Geological Society, Houston, Texas*, pp. 87-98.

GALLOWAY, W.E., HOBDA, D.K., 1996. Terrigenous Clastic Depositional Systems; Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources, Second Edition: New York, Springer, 489 p.

GANI, M.R., BHATTACHARYA, J.P., 2007. Basic Building Blocks and Process Variability of a Cretaceous Delta: Internal Facies Architecture Reveals a More Dynamic Interaction of River, Wave, and Tidal Processes Than Is Indicated by External Shape. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 284-302.

GAREROGGIO, R.M., LAZO, D.G., PALMA, R.M., 2013. An integrate analysis of an Hauterivian coral biostrome from the Agrio Formation, Neuquén Basin, west-central Argentina. *Cretaceous Research*, 43, 97-115.

GRAHAM, G. H., JACKSON, M. D., HAMPSON, G. J., 2015a. Three-dimensional modelling of clinoforms in shallow-marine reservoirs: Part 1.

Concepts and application. *AAPG bulletin*, 99, 1013-1047.

GRAHAM, G. H., JACKSON, M. D., HAMPSON, G. J., 2015b. Three-dimensional modeling of clinoforms in shallow-marine reservoirs: Part 2. Impact on fluid flow and hydrocarbon recovery in fluvial-dominated deltaic reservoirs. *AAPG Bulletin*, 99, 6, 1049-1080.

GRAMMER, G. M., HARRIS, P. M., EBERLI, G. P., 2004. Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling: overview with examples from Bahamas. *AAPG Memoir*, 80, 1-22.

GREENWOOD, B., DAVIS, R. A. Jr., 1984. Hydrodynamics and sedimentation in wave-dominated coastal environments. *Developments in sedimentology, reprinted from Marine Geology*, 60.

GREENWOOD, B., MITTLER, P. R., 1985. Vertical sequence and lateral transitions in the facies of a barred nearshore environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 366-375.

GREENWOOD, B., SHERMAN, D. J., 1986. Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, 33, 33-45.

GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°.1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1, 177-208.

GRUSZCZYNSKI, M., RUDOWSKI, S., SEMIL, J., STOMINSKI, J., ZROBEK, J., 1993. Rip currents as a geological tool. *Sedimentology*, 40, 217-236.

HAMBERG, L., NIELSEN, L. H., 2000. Shingled, sharp-based shoreface sandstones: depositional response to stepwise forced regression in a shallow basin, Upper Triassic Gassum Formation, Denmark. *Geological Society, London, Special Publications*, 172, 69-89.

- HAMPSON, G.J., 2000.** Discontinuity surfaces, clinoforms, and facies architecture in a wave-dominated, shoreface-shelf parasequence. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 325–340.
- HAMPSON, G.J., STORMS, J.E.A., 2003.** Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences. *Sedimentology*, 50, 667–701.
- HAMPSON, G.J., RODRIGUEZ, A.B., STORMS, J., JOHNSON, H., MEYER, C.T., 2008a.** Geomorphology and high-resolution stratigraphy of progradational wave dominated shoreline deposits: impacts on reservoir scale facies architecture. En: *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy*, Hampson G.J., Steel R.J., Burgess P.M., Dalrymple R.W. (Eds.). *SEPM Special Publication*, 90, 117–142.
- HAMPSON, G.J., STEEL, R., BURGESS, P., DALRYMPLE, R., 2008b.** Recent advances in models of siliciclastic shallow – marine stratigraphy: Introduction and perspectives. En: *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy*, Hampson G.J., Steel R.J., Burgess P.M., Dalrymple R.W. (Eds.), *SEPM Special Publication* 90, 03–14.
- HAMPSON, G.J., GANI, M. R., SHARMAN, K.F., IRFÁN, N., BRACKEN, B., 2011.** Along-strike and down-dip variations in shallow-marine sequence stratigraphic architecture: Upper Cretaceous Star Point Sandstone, Wasatch Plateau, Central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 81, 159–184.
- HAMPSON, G.J., 2016.** Towards a sequence stratigraphic solution set for autogenic processes and allogenic controls: Upper Cretaceous strata, Book Cliffs, Utah, USA. *Journal of the Geological Society (London)*, 173, 817–836.
- HAMPSON, G.J., REYNOLDS, A.D., KOSTIC, B., WELLS, M.R., 2017.** Introduction to the sedimentology of paralic reservoirs: recent advances. En: *Sedimentology of Paralic Reservoirs: Recent Advances*, Hampson, G.J., Reynolds, A.D., Kostic, B., Wells, M.R. (eds.), *Geological Society of London, Special Publications*, 444, 1–6.
- HARLEY, M. D., TURNER, I. L., SHORT, A. D., 2015.** New insights into embayed beach rotation: the importance of wave exposure and cross-processes. *Journal of Geophysical Research*, 120, 1470–1484.
- HARRIS, P. M. M., 2010.** Delineating and quantifying depositional facies patterns in carbonate reservoirs: Insight from modern analogs. *AAPG bulletin*, 94, 61–86.
- HAYES, M.O., 1979.** Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. En: *Barriers Islands from the Gulf of Mexico to the Gulf of St. Lawrence*, Leatherman, S.P. (ed.), New York, *Academic Press*, 1–28.
- HELLAND-HANSEN, W., MARTINSEN, O. J., 1996.** Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 670–688.
- HELLAND-HANSEN, W., HAMPSON, G.J., 2009.** Trajectory analysis: concepts and applications. *Basin Research*, 21, 454–483.
- HELLER, P.L., BURNS, B.A., MARZO, M., 1993.** Stratigraphic solution sets for determining the roles of sediment supply, subsidence, and sea level on transgressions and regressions. *Geology*, 21(8), 747–750.
- HEQUETTE, A., HILL, P.R., 1993.** Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy surface, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea. *Marine Geology*, 113, 283–304.
- HILL, P.S., FOX, J.M., CROCKETT, J.S., CURRAN, K.J., FRIEDRICHS, C.T., ROCKWELL GEYER, W.,**

- MILLIGAN, T.G., OGSTON A.S., PUIG, P., SCULLY, M.E., TRAYKOVSKI, P.A., WHEATCROFT, R.A., 2007.** Sediment Delivery to the Seabed on Continental Margins. En: Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L. (Eds.), Continental Margin Sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy. *IAS Special Publication* 37, pp. 49-99.
- HOUSER, C., GREENWOOD, B., 2005.** Profile response of a lacustrine multiple barred nearshore to a sequence of storm events. *Geomorphology*, 69, 118-137.
- HOUSER, C., GREENWOOD, B., 2007.** Onshore Migration of a Swash Bar During a Storm. *Journal of Coastal Research*, 23, 1-14.
- HOWARD, J. D., REINECK, H. E., 1981.** Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence: comparison with low-energy sequence. *AAPG Bulletin*, 65, 807-830.
- HOWELL, J. A., SCHWARZ, E., SPALLETTI, L. A., VEIGA, G. D., 2005.** The Neuquén basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 252, 1-14.
- HOWELL, J., VASSEL A., AUNE, T., 2008.** Modeling of dipping clinoform barriers within deltaic outcrop analogs from the Cretaceous Western Interior basin, U.S.A. En: *The future of geological modeling in hydrocarbon development*, Robinson, A., Griffiths, P., Price, S., Hegre, J., Muggeridge, A., (eds.), *Geological Society (London) Special Publication* 309, 99-121.
- HUNT, D., TUCKER, M. E., 1992.** Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81, 1-9.
- HUNTER, R. E., CLIFTON, H. E., PHILLIPS, R. L., 1979.** Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 711-726.
- INMAN, D.L., NORDSTROM, C., 1971.** On the tectonic and morphologic classification of coasts. *Journal of Geology*, 79, 1-21.
- JACKSON, M.D., HAMPSON, G.J., SECH, R.P., 2009.** Three-dimensional modeling of a shoreface-shelf parasequence reservoir analog: Part 2. Geologic controls on fluid flow and hydrocarbon recovery. *AAPG bulletin*, 93, 1183-1208.
- JENETTE, D.C., RILEY, C.O., 1996.** Influence of relative sea-level on facies and reservoir geometry of the Middle Jurassic lower Brent Group, UK North Viking Graben. En: *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications*, Howell, J. A., Aitken, J. F. (eds.), *Geological Society Special Publication* 104, 87-113.
- JENSEN, S.G., AAGAARD, T., BALDOCK, T.E., KROON, A., HUGHES, M., 2009.** Berm formation and dynamics on a gently sloping beach; the effect of water level and swash overtopping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1533-1546.
- JOHNSON, D.W., 1919.** Shore Processes and Shoreline Development. Wiley, New York, 584 pp.
- KAMOLA, D.L., VAN WAGONER, J.C., 1995.** Stratigraphy and facies architecture of parasequences with examples from the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation, Utah, En: *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits: Outcrop and Subsurface Examples from the Cretaceous of North America*, Van Wagoner, J.C., and Bertram, G.T. (eds.), *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 64, 27-54.
- KIDWELL, S. M., FURSICH, F. T., AIGNER, T. 1986.** Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaos*, 1, 228-238.

- KIM, W., PAOLA, C., SWENSON, J.B., VOLLER, V.R., 2006.** Shoreline response to autogenic processes of sediment storage and release in the fluvial system. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- KLEINHANS, M. G., 2002.** Sediment dynamics on the shoreface and upper continental shelf, a review. *Sandpit Report, EC MAST Project no. MAS3-CT97-0086*.
- KLEINHANS, M. G., 2005.** Phase diagrams of bed states in steady, unsteady, oscillatory and mixed flows.
- KOMAR, P. D., 1971.** Nearshore cell circulation and the formation of giant cusps. *Geological Society of American Bulletin*, 82, 2643-2650.
- KRAPEZ, B., 1996.** Sequence-stratigraphic concepts applied to the identification of basin-filling rhythms in Precambrian successions. *Australian Journal of Earth Sciences*, 43, 355-380.
- LAZO, D.G., 2003.** The genus *Steinmanella* (Bivalvia, Trigonioidea) in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Paleontology*, 77, 1069-1085.
- LAZO, D.G., 2007.** Análisis de biofacies y cambios relativos del nivel del mar en el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 44, 73-89.
- LAZO, D.G., AGUIRRE-URRETA, M.B., PRICE, G.D., RAWSON, P.F., RUFFELL, A.H. y OGLE, N., 2008.** Palaeosalinity variations in the Early Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina: Evidence from oxygen isotopes and palaeoecological analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260, 477-493.
- LAZO, D.G., CONCHEYRO, A., OTTONE, E.G., GULER, M.V., AGUIRRE-URRETA, M.B., 2009.** Bioestratigrafía integrada de la Formación Agrio en su localidad tipo, Cretácico Temprano de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65, 322-341.
- LAZO, D.G., TALEVI, M., CATALDO, C.S., AGUIRRE-URRETA, B., FERNÁNDEZ, M.S., 2018.** Description of ichthyosaur remains from the Lower Cretaceous Agrio Formation (Neuquén Basin, west-central Argentina) and their paleobiological implications. *Cretaceous Research*, 89, 8-21.
- LEANZA, A.F., 1945.** Hallazgo de una fauna Kimmeridgiana en el norte de Neuquén y su significado geológico. *IPIMIGEO, secc. Arg., Prim. Reun. Comun.*, Buenos Aires, 3-8.
- LEANZA, H.A., WIEDMANN, J., 1980.** Ammoniten des Valangin und Hauterive (Unterkreide) von Neuquén und Mendoza, Argentinien. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73, 941-981.
- LEANZA, H.A., HUGO, C.A., REPOL, D., 2001.** Hoja Geológica 3969-I, Zapala, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 275, 128 pp. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L., KOZLOWSKI, E., BOLL, A., 1981.** Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina. *Actas VIII Congreso Geológico Argentino*, 3, 389-409.
- LEGARRETA, L., GULISANO, C. A., 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior). En: *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Chebli, G. A., Spalletti, L. A., (Eds.) Serie correlación Geológica 6, 221-243.
- LEGARRETA, L., ULIANA, M.A., 1991.** Jurassic- Cretaceous marine oscillations and geometry of back arc basin fill, Central Argentine Andes. En: *Sedimentation, Tectonics and Eustasy - Sea-level Changes at Active Margins*, Macdonald, D.I.M. (ed.), *International Association of Sedimentologists, Special Publications*, 12, 429-450.
- LI, L., WALSTRA, D.J. R., STORMS, J.E.A., 2015.** The impact of wave-

induced longshore transport on a delta-shoreface system, *Journal of Sedimentary Research*, 85, 6-20.

LINDHORST, S., BETZLER, C., HASS, H. C., 2008. The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. *Sedimentary Geology*, 206, 1-16.

LLAMBÍAS, E.J., KLEIMAN, L.E., SALVARREDI, J.A., 1993. El magmatismo Gondwánico. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de exploración de hidrocarburos, Mendoza, 53-64.

LARSON, M., KRAUS, N. C., 1995. Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *Marine Geology*, 126, 111-127.

MACEACHERN, J.A., PEMBERTON, S.G., 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface succession and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. En: *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*, Pemberton, S.G. (Ed.), *SEPM Core Workshop*, 17, 57-84.

MACEACHERN, J.A., ZAITLIN, B.A., PEMBERTON, S.G., 1999. A sharp-based sandstone of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 876-892.

MACEACHERN, J. A., K. L. BANN, S. G. PEMBERTON, M. K. GINGRAS, 2007. The Ichnofacies paradigm: High-resolution paleo-environmental interpretation of the rock record. En: *Applied Ichnology*, MacEachern, J. A., Bann, K. L., Gingras, M. K., y Pemberton, S. G. (Eds.) *Society for Sedimentary Geology Short Course Notes* 52, pp. 27-64.

MACMAHAN, J. H., THORNTON, B., RENIERS, J. H. M., 2006. Rip currents review. *Coastal engineering*, 53, 191-208.

MADOF, S., HARRIS, A. D., CONELL, S. D., 2016. Nearshore along-strike variability: Is the concept of the systems tract unhinged?. *Geology*, 44, 315-318.

MASSELINK, G., PULEO, J. A. 2006. Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26, 661-680.

MIALL, A. D., 1977. A review of the braided river depositional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Journal of Sedimentary Research*, B65: 7-31.

MIALL, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology*, A. D. Miall (Ed.), *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 5, 579-604.

MIDDLETON, G. V. 1973. Johannes Walther's Law of the Correlation of Facies. *Geological Society of America, Bulletin*, 84, 979-988.

MITCHUM, R.M., ULIANA, M.A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén basin, Argentina. En: *Seismic stratigraphy II: An integrated approach to hydrocarbon exploration*, Berg, O., Woolverton, D. (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 39, 255-274.

MITCHUM, R.M., VAN WAGONER, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70, 131-160.

MULRENNAN, M.E., 1992. Ridge and runnel beach morphodynamics: an example from the Central East Coast of Ireland. *Journal of Coastal Research*, 8, 906-918.

MUTO, T., STEEL, R.J., 1992. Retreat of the front in a prograding delta. *Geology*, 20, 967-970.

MUTO, T., STEEL, R.J., SWENSON, J.B., 2007. Autostratigraphy: a framework norm

for genetic stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 2-12.

MYROW P.M., SOUTHARD, J.B. 1990. Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow-marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 202-210.

MYROW P.M., SOUTHARD, J.B. 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 875-887.

MYROW, P.M., WOODWARD, F., GOODGE, J. W. 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 641-656.

NEAL, J.E., ABREU, V., BOHACS, K.M., FELDMAN, H.R., PEDERSON, K.H., 2016. Accommodation succession ($\delta A/\delta S$) sequence stratigraphy: observational method, utility and insights into sequence boundary formation. *Journal of the Geological Society*, 173, 803-816.

NICHOLS, G., 1999. Sedimentology and Stratigraphy, Blackwell, Oxford, U. K.

NIEDORODA, A. W., SWIFT, D. J., HOPKINS, T. S., MA, C. M., 1984. Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts. *Marine Geology*, 60, 331-354.

NIEDORODA, A.W., SWIFT, D.J.P., HOPKINS, T.S., 1985. The shoreface. En: Davis, R.A. (ed.) *Coastal Sedimentary Environments*, Springer, New York, pp. 533-624.

NOAD, J., 2004. The use of field analogues in the correlation and static reservoir methodology used in the Tern Field, Northern North Sea, UK. *Marine and petroleum geology*, 21, 485-497.

NOTVEDT, A., KREISA, R. D. 1987. Model for the combined flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, 15, 357-361.

NYBERG, B., HOWELL, J. A., 2016. Global distribution of modern shallow marine shorelines. Implications for exploration and reservoir analogue

studies. *Marine and Petroleum Geology*, 71, 83-104.

O'BYRNE, C. J., FLINT, S., 1995. Sequence, parasequence and intraparasequence architecture of the Grassy Member, Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah, U.S.A. En: *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits: Outcrop and Subsurface Examples from the Cretaceous of North America*, Van Wagoner, J.C., Bertram, G.T. (eds.). AAPG Memoirs, 64, 225-255.

OLARIU, C., STEEL, R.J., PETTER, A.L., 2010. Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue Delta, Utah: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 94, 819-845.

OLSEN, T. R., MELLERE, D., OLSEN, T., 1999. Facies architecture and geometry of landward-stepping shoreface tongues: the Upper Cretaceous Cliff House Sandstone (Mancos Canyon, south-west Colorado). *Sedimentology*, 46, 603-625.

ORFORD, J.D., WRIGHT, P., 1978. What's in a name?—Descriptive or genetic implications of 'ridge and runnel' topography. *Marine Geology*, 28, 1-8.

ORTIZ, A. C., ASHTON, A. D., 2016. Exploring shoreface dynamics and a mechanistic explanation for a morphodynamic depth of closure, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121, 442-464.

ORTON, G.J., READING, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475-512.

OSBORNE, P.D., GREENWOOD, B., 1992. Frequency dependent cross-shore suspended sediment transport. 1. A non-barred shoreface. *Marine Geology*, 106, 1-24.

PARSON, J.D., FRIEDRICHS, C.T., TRAYKOVSKI, P.A., MOHRIG, D., IMRAN, J., SYVITSKI, J.P.M.,

PARKER, G., PUIG, P., BUTTLES, J.L., GARCÍA, M.H., 2007. The mechanics of marine sediment gravity flows. En: Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L. (Eds.), *Continental Margin Sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy. IAS Special Publication 37*, pp. 275-334.

PATRUNO, S., HAMPSON, G.J., JACKSON, C.A.L., WHIPP, P. S., 2015. Quantitative progradation dynamics and stratigraphic architecture of ancient shallow-marine clinoform sets: a new method and its application to the Upper Jurassic Sognefjord Formation, Troll Field, offshore Norway. *Basin Research*, 27, 412-452.

PAYTON, C. E., 1977. Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26, p. 516.

PEMBERTON, S.G., MACEACHERN, J.A., SAUNDERS, T., 2004. Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the fossil record. En: *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*, D. McIlroy, (Ed.), *Geological Society Special Publication*, 228, 29-62.

PEMBERTON, S. G., MACEACHERN, J. A., GINGRAS, M. K., BANN, K. L., 2014. Trace Fossil Atlas: The Recognition of Common Trace Fossils in Cores: SEPM. *Short Course Notes*.

PERILLO, M. M., YOKOKAWA, M., SEKIGUCHI, T., TAKAGAWA, T., HASEGAWA, Y., PEDOCCHI, F., BEST, J., 2010. Bedform morphology under combined flows. En: *The American Association of Petroleum Geologists 2010 Annual Convention & Exhibition*.

PERILLO, M.M., BEST, J.L., GARCÍA, M.H., 2014. A new phase

diagram for combined-flow bedforms. *Journal of Sedimentary Research*, 84, 301-313.

PHILLIPS, M S., HARLEY, M.D., TURNER, I.L., SPLINTER, K.D., COX, R.J., 2017. Shoreline recovery on wave-dominated sandy coastlines: the role of sandbar morphodynamics and nearshore wave parameters. *Marine Geology*, 385, 146-159.

PILKEY, O. H., COOPER, J. A. G., LEWIS, D. A., 2009. Global distribution and geomorphology of fetch-limited barrier islands, *Journal of Coastal Research*, 25, 819-837.

PLINT, A.G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and “offshore bars” in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. En: *Sea Level Changes: An Integrated Approach: SEPM, Special (Eds. Publication Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C.)*, 42, 357-370.

PLINT, A.G., 1991. High-frequency relative sea level oscillations in Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland basin: possible evidence for a glacio-eustatic control? En: *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: International Association of Sedimentologists, Special Publication (Ed. MacDonald, D.I.M.)*, 12, p. 409-428.

PLINT, A.G., HART, B.S., DONALDSON, W.S., 1993. Lithospheric flexure as a control stratal geometry and facies distribution in Upper Cretaceous rocks of the Alberta foreland basin, *Basin Research*, 5, 69-77.

POSAMENTIER, H. W., ALLEN, G. P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 7, 210.

PRICE, W.A., 1955. Development of shorelines and coasts. *Dept. Ocean. Project 63*, Texas A&M University.

PULEO, J.A., BEACH, R.A., HOLMAN, R.A., ALLEN, J.S., 2000. Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence. *Journal of Geophysical Research*, 105, 17021–17044.

QUIN, J. G., 2011. Is most hummocky cross-stratification formed by large-scale ripples?. *Sedimentology*, 58, 1414–1433.

RAMOS, V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. *Actas del X Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires, Argentina, 2, 105–110.

RAMOS, V. A., FOLGUERA, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 252, 15–35.

RANASINGHE, R., MCLOUGHLIN, R., SHORT, A., SYMONDS G., 2004. The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation. *Marine Geology*, 204, 273–287.

RANASINGHE, R., DUONG, T. M., UHLENBROOK, S., ROELVINK, D., STIVE, M. J. F., 2012. Climate-change impact assessment for inlet-interrupted coastlines, *Nature Climate Change*, 3, 83–87.

RAWSON, P.F., 2007. Global relationships of Argentine (Neuquén Basin) Early Cretaceous ammonite faunas. *Geological Journal*, 42, 175–183.

READING. H. G., COLLINSON, J. D., 1996. Clastic coast. En: H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 232–280.

READING, H. G., LEVELL, B. K., 1996. Controls on the sedimentary record. En: *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*, H. G. Reading, (Ed.), Blackwell Science, Oxford, 5–35.

REMIREZ, M. N., SPALLETTI, L. A., 2017. Geochemical characterization of offshore deposits in a mixed siliciclastic-carbonate marine ramp. Abstracts of the International Meeting of Sedimentology, Toulouse, 749.

REYNOLDS, A. D., 2017. Paralic reservoirs. *Geological Society, London, Special Publications*, 444, 7–34.

RIDENTE, D., 2016. Releasing the sequence stratigraphy paradigm. Overview and perspectives. *Journal of the Geological Society*, 173, 845–853.

RODRIGUEZ, A. B., FASSELL, M. L., ANDERSSON, J. B., 2001. Variations in shoreface progradation and ravinement along the Texas coast, Gulf of Mexico. *Sedimentology*, 48, 837–853.

RODRIGUEZ, A.B., MEYER, C.T., 2006. Sea level variation during the Holocen deduced from the morphologic and stratigraphic evolution of Morgan Peninsula, Alabama, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 257–269.

ROJAS VERA, E.A., MESCUA, J., FOLGUERA, A., BECKER, T.P., SAGRIPANTI, L., FENELL, L., ORTS, D., RAMOS, V.A., 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 418–433.

RUGGIERO, P., BUIJSMAN, M., KAMINSKY, G. M., GELFENBAUM, G., 2010. Modeling the effects of wave climate and sediment supply variability on large-scale shoreline change. *Marine Geology*, 273, 127–140.

SAGASTI, G., 2005. Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. En: *The*

Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics, Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.). *Geological Society Special Publication*, 252, 231-250.

SCHWARTZ, R. K., BIRKEMEIER, W. A., 2004. Sedimentology and morphodynamics of a barrier island shoreface related to engineering concerns, Outer Banks, NC, USA. *Marine Geology*, 211, 215-255.

SCHWARTZ, E., HOWELL, J., 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a lowstand sequence set: the Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. En: *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.). *Geological Society Special Publication*, 252, 109-138.

SCHWARTZ, E., SPALLETTI, L. A., HOWELL, J. A., 2006. Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 53, 55-81.

SCHWARTZ, E., VEIGA, G. D., SPALLETTI, L. A., 2014. Análisis del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (cuenca Neuquina Central, Argentina) en una transecta proximal distal: arquitectura deposicional y secuencial de un sistema marino somero a diferentes escalas. *XIV Reunión Argentina de Sedimentología*, Resúmenes, 256-257.

SCHWARTZ, E., SPALLETTI, L. A., VEIGA, G. D., FANNING, C. M., 2016a. First U-Pb SHRIMP age for the Pilmatué Member (Agrio Formation) of the Neuquén Basin, Argentina: implications for the Hauterivian lower boundary. *Cretaceous Research*, 58, 223-233.

SCHWARTZ, E., VEIGA, G.D., 2016b. Morphological and Stratigraphic Characterization of Sandy

Large-Scale Foresets (Agrio Fm., Argentina): Insights Into Short-Term Construction of Wave-Dominated Coastal Systems. *2016 AAPG/SEPM Annual Convention and Exhibition*, Calgary, Canadá.

SCHWARTZ, E., VEIGA, G. D., ÁLVAREZ TRENTINI, G., ISLA, M. F., SPALLETTI, L. A., 2018a. Expanding the spectrum of shallow-marine, mixed carbonate-siliciclastic systems: processes, facies distribution, and depositional controls of a siliciclastic-dominated example. *Sedimentology*, 65, 1558-1589.

SCHWARTZ, E., VEIGA, G. D., ISLA, M.F., 2018b. Links between Short-term Beach Evolution and Resulting Heterogeneities in Wave-dominated, Upper-Shoreface-Foreshore Sandstone Bodies. *AAPG 2018 Annual Convention & Exhibition*, Salt Lake City.

SECH, R.P., JACKSON, M.D., HAMPSON, G.J., 2009. Three-dimensional modeling of a shoreface-shelf parasequence reservoir analog: Part 1. Surface-based modeling to capture high-resolution facies architecture. *AAPG bulletin*, 93, 1155-1181.

SEKIGUCHI, T., YOKOKAWA, M., PARSONS, D., GARLAN, T., BEST, J., 2008. Effect of wave period on combined-flow bedforms: a flume experiment. En: *Proceedings of Third International Workshop on Marine and River Dune Dynamics*, 281-284.

SHEPARD, F.P., 1973. Submarine Geology. *Harper and Row*, New York, 3rd edition.

SHORT, A. D., 1979. Three dimensional beach-stage model. *The Journal of Geology*, 87, 553-571.

SHORT, A.D., COWELL, P.J., CADEE, M., HALL, W., VAN DIKE, B., 1995. Beach rotation and possible relation to the Southern Oscillation. *Proc. Ocean and Atmosphere Pacific International Conference*, Adelaide. National Tidal Facility, Adelaide, 329-334.

- SHORT, A.D., 1999.** Wave-dominated beaches. En: *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Short, A.D. (ed.). Wiley Science, 173–203.
- SHORT, A.D., HESP, P. A., 1999.** Beach and dune stratification. En: A. D. Short (Ed.), *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, Chichester: Wiley, 279–292.
- SHORT, A.D., TREMBANIS, A.C., 2004.** Decadal scale patterns in beach oscillation and rotation Narrabeen beach, Australia. Time series, PCA and Wavelet analysis. *Journal of Coastal Research*, 20, 523–532.
- SHORT, A.D., BRACS, M. A., TURNER, I. L., 2014.** Beach oscillation and rotation: local and regional response at three beaches in southeast Australia. *Journal of Coastal Research*, Special issue 66, 712–717.
- SIELSKI, L. H., ANGULO, R. J., DE SOUZA, M. C., VEIGA, F. A., 2017.** Surficial sediments of the Paraná Inner Continental Shelf, Southern Brazil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 8, 22–35.
- SIXSMITH, P.J., HAMPSON, G.J., GUPTA, S., JOHNSON, H.D., FOFANA, J.F., 2008.** Facies architecture of a net transgressive sandstone reservoir analog: The Cretaceous Hosta Tongue, New Mexico. *AAPG bulletin*, 92, 513–547.
- SLOSS, L.L., 1963.** Sequences in the cratonic interior of North America. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 93–114.
- SLOTT, J. M., MURRAY, A. B., ASHTON, A. D., 2010.** Large-scale responses of complex-shaped coastlines to local shoreline stabilization and climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115.
- SMITH, D. G., 1988.** Modern point bar deposits analogous to the Athabasca oil sands, Alberta, Canada. *Tide-influenced sedimentary environments and facies*, 417–432.
- SØMME, T.O., HOWELL, J., HAMPSON, G., STORMS, J.E.A., 2008.** Genesis, architecture, and numerical modeling of a intra-parasequence discontinuity surface in wave dominated deltaic deposits: Upper cretaceous Sunnyside Member, Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah, USA. En: *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy*, Hampson G.J., Steel R.J., Burgess P.M., Dalrymple R.W. (Eds.). *SEPM Special Publication*, 90, 421–441.
- SOMOZA, R., 2011.** The Late Cretaceous palaeomagnetic field in North America: a South America perspective. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48, 1483–1488.
- SPALLETTI, L.A., POIRE, D.C., SCHWARZ, E., VEIGA, G.D., 2001.** Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 609–620.
- SPALLETTI, L.A., VEIGA, G. D., SCHWARZ, E., 2011.** La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*, Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J. C., Vallés, J. M. (Eds.). *XVIII Congreso Geológico Argentino*, Relatorio, 145–160.
- STIPANICIC, P., 1969.** El avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (4), 367–388.
- STIVE, M. J., AARNINKHOF, S. G., HAMM, L., HANSON, H., LARSON, M., WIJNBERG, K. M., CAPOBIANCO, M., 2002.** Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal engineering*, 47, 211–235.
- STORMS, J.E.A., HAMPSON, G.J., 2005.** Mechanisms for forming discontinuity surfaces within shoreface–shelf parasequences: sea level, sediment supply, or wave

regime?. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 67–81.

SWIFT, D. J., 1975. Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern USA. *Sedimentary Geology*, 14, 1–43.

SWIFT, D.J.P., FIGUEIREDO, A. G., FREELAND JR, G.L., OERTEL, G.F., 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard?. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 1242–1260.

SWIFT, D.J.P., THORNE, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. En: *Shelf Sand and Sandstone Bodies*, Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne, J.A. (eds.), *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 14, 3–31.

SWIFT, D.J.P., PARSONS, B.S., FOYLE, A., OERTEL, G.F. 2003. Between beds and sequences: stratigraphic organization at intermediate scales in the Quaternary of the Virginia coast, USA. *Sedimentology*, 50, 81–111.

TAMURA, T., MASUDA F., SAKAI T., FUJIWARA O., 2003. Temporal development of prograding beach-shoreface deposits: the Holocene of Kujukuri coastal plain, Eastern Japan. *Marine Geology*, 198, 191–207.

TAMURA, T., NANAYAMA, F., SAITO, Y., MURAKAMI, F., NAKASHIMA, R., WATANABE, K., 2007. Intra-shoreface erosion in response to rapid sea-level fall: depositional record of a tectonically uplifted strand plain, Pacific coast of Japan. *Sedimentology*, 54, 1149–1162.

TAMURA, T., MURAKAMI, F., NANAYAMA, F., WATANABE, K., SAITO, Y., 2008. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, 248, 11–27.

TAMURA T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as

palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114, 279–297.

TAYLOR, A. M., GOLDRING, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150, 141–148.

THIELER, E.R., BRILL, A.R., CLEARY, W.J., HOBBS C.H., GAMMISCH, R.A., 1995. Geology of the Wrightsville Beach, North Carolina shoreface; Implications for the concept of shoreface profile of equilibrium. *Marine Geology*, 126, 271–287.

THORNTON, E. B., HUMISTON, R. T., BIRKEMEIER, W., 1996. Bar/trough generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101, 12097–12110.

TINTERRI, R., 2011. Combined flow sedimentary structures and the genetic link between sigmoidal and hummocky-cross stratification. *GeoActa*, 10.

TONKIN, N.S., MCILROY, D., MEYER, R., MOORE-TURPIN, A., 2009. Bioturbation influence on reservoir quality: A case of study from the Cretaceous Ben Nevis Formation, Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland, Canada. *AAPG Bulletin*, 94, 1059–1078.

TORABI, R., 2010. Quantitative understanding of shoreface architecture: An analogue study from the Book Cliffs of Central Utah. *University of Bergen*, Master thesis in Petroleum Geology, 138 p. Bergen.

VAIL, P.R., MITCHUM Jr., R.M., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON III, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N., HATLEID, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. En: *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*, Payton, C.E. (Ed.). *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26, pp. 49–212.

VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W. MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F.,

LOUTIT, T.S., HARDENBOL, J., 1988.

An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: *Sea-Level Change: An Integrated Approach*, Wilgus C.K., Hastings, B.J., Posamentier, H., Van Wagoner, J.C., Ross, C.A., and Kendall, C.G.St.C. (Eds.). *SEPM Special Publication*, 42, 39-46.

VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M., RAHMANIAN, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrop: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *AAPG, Methods in Exploration Series 7*, Tulsa, 255 pp.

VAN WAGONER, J.C., 1995. Sequence stratigraphy and marine to nonmarine facies architecture of foreland basin strata, Book Cliffs, Utah, USA, Sequence stratigraphy of foreland basin deposits; outcrop and subsurface examples from the Cretaceous of North America. *American Association of Petroleum geologists*, Tulsa, pp. 137-223.

VEIGA, G.D., SPALLETTI, L.A., FLINT, S., 2002. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Hauterivian), Central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 49, 1001-1019.

VEIGA, G.D., SPALLETTI, L.A., FLINT, S., 2007. Anatomy of fluvial lowstand wedge: the Avilé member of the Agrio Formation (Hauterivian) in central Neuquén Basin (northwest Neuquén Province), Argentina, En: *Sedimentary Processes, Environments and Basins, A tribute to Peter Friend*, Nichols, G., Williams, E., Paola, C. (Eds.). *International Association of Sedimentologist, Special Publication*, 38, 341-365.

VEIGA, G. D., SCHWARZ, E., 2017. Facies characterization and sequential evolution of an ancient offshore dunefield in a semi-enclosed sea:

Neuquén Basin, Argentina. *Geo-Marine Letters*, 37, 411-426.

VERGANI, G.D., TANKARD, A.J., BELOTTI, H.J., WELSINK, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: *Petroleum Basins of South America*. Tankard, A.J., Suarez Soruco, R., Welsink, H.J. (eds). *AAPG Memoirs*, 62, 383-402.

WALKER, R. G., PLINT, A.G, 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems, in Walker, R.G., and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change: Geological Association of Canada*, p. 219-238.

WALKER, R. G., 2006. Facies models revisited. En: *Facies Models Revisited*. H. W. Posamentier y R. G. Walker (Eds.) *SEPM Special Publication*, 84, 1-18.

WEAVER, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoir of the University of Washington*, 1, 1-469.

WEBBER, K.J., 1986. How heterogeneity affects oil recovery. En: *Reservoir characterization*. 487-544.

WEBBER, K.J., VAN GUENS, L.C., 1990. Framework for constructing clastic reservoir simulation models. *Journal of Petroleum Technology*, 42, 1-248.

WHER, F.L., BRASHER, L.D., 1996. Impact of sequence-based correlation style on reservoir model behavior, lower Brent Group, North Cormorant Field, UK North Sea. En: *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications*, Howell, J. A., Aitken, J. F. (eds.), *Geological Society Special Publication* 104, 115-128.

WIJNBERG, K. N., KROON, A., 2002. Barred beaches. *Geomorphology*, 48, 103-120.

WRIGHT, L. D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Bulletin of the*

Geological Society of America, 88, 857-868.

WRIGHT, L. D., SHORT, A. D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.

WRIGHT, L. D., BOON, J. D., KIM, S. C., LIST, J. H., 1991. Modes of cross-shore sediment transport in the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Marine Geology*, 96, 19-51.

YOSHIDA, S., STEEL, R. J., DALRYMPLE, R. W., 2007. Changes in depositional processes—an ingredient in a new generation of sequence-stratigraphic models. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 447-460.

YRIGOYEN, M.R., 1991. Hydrocarbon resources from Argentina. En: *World Petroleum Congress*, Buenos Aires. *Petrotecnia*, 13, Special Issue, 38- 54.

ZAMORA VALCARCE, G., ZAPATA, T., DEL PINO, D., ANSA, A., 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En: *Evolution of an Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35-39S Lat)*, Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.). *Geological Society of America*, Special Paper 407, 125-145.

ZAMORA VALCARCE, G., RAPALINI, A.E., SPAGNUOLO, C.M., 2007. Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, faja plegada del Agrio, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2), 299-307.

ZAMORA VALCARCE, G., ZAPATA, T., RAMOS, V.A., RODRIGUEZ, F., BERNARDO, L.M., 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65, 192-203

ZAMORA VALCARCE, G., ZAPATA, T., RAMOS, V. A., 2011. La faja plegada y corrida del Agrio, Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. *Relatorio del XII Congreso*

geológico Argentino, Buenos Aires, 367-374.

ZAPATA, T.R., CÓRSICO, S., DZELALIJA, F., ZAMORA VALCARCE, G., 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. *VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Mar del Plata, Argentina, Actas digitales.

ZECCHIN, M., 2007. The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: the controlling factors. *Earth-Science Reviews*, 84, 21-55.

ZECCHIN, M., CATUNEANU, O., 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*, 39, 1-25.

ZECCHIN, M., CATUNEANU, O., 2015. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves III: Applications to reservoir geology. *Marine and Petroleum Geology*, 62, 161-175.

ZECCHIN, M., CAFFAU, M., CATUNEANU, O., LENAZ, D., 2017. Discrimination between wave-ravinment surfaces and bedset boundaries in Pliocene shallow-marine deposits, Crotone Basin, southern Italy: An integrated sedimentological, micropalaeontological and mineralogical approach. *Sedimentology*, 64, 1755-1791.

ZHANG, Y., SWIFT, D.J.P., NIEDORODA, A.W., REID, C.W. y THORNE, J.A. 1997. Simulation of sedimentary facies on the northern California shelf: implications for an analytical theory of facies differentiation. *Geology*, 27, 635-638.

Agradecimientos

Finalmente, quisiera mencionar a aquellas personas que por distintos motivos fueron muy importantes para la realización de esta tesis y a quienes estoy muy agradecido.

En primer lugar, quisiera agradecer a mi familia.

A Mer, mi amor, por estar siempre de manera incondicional y bancar todos los bajones, preocupaciones, inseguridades que surgieron sobre todo durante los últimos tiempos.

A mis padres Iñaki y Marce, por su apoyo, por sus consejos, por haber sido los primeros en confiar en mí y por haber comprendido su rol de padres más allá de ser colegas.

A mi hermana y diseñadora personal, Pili quien diseñó la portada de este trabajo. A mis hermanos Nacho y Joaco.

Además quiero agradecerles a los amigos que me dio la geología. Por suerte son varios y cada uno fue, desde su lugar, una ayuda fundamental durante estos años. Agradecerle a Rama, Mica, Dardo, Diego, Nadia, Ale, Dami, Cami, David, Mari, Remo, Manu, Joaco, Moli, Luli, Lara, Fio.

A mis amigos de Mar del Plata, Mati, Marian, Pelu y Rols por tantos años de amistad más allá de las distancias.

A los pibes de handball que a pesar de no tener muy claro lo que hago, siempre estuvieron apoyando y siendo parte de uno de los cables a tierra más importantes que tuve durante estos 5 años.

A mis compañeros de campaña, que se bancaron todos los contratiempos que tienen estos viajes. Tuve la suerte de haber hecho todas las campañas con amigos (colegas). Agradecerle al Rama, el tipo más loco y gracioso que conocí en mi vida. A Dardo, el mejor conversador del mundo. A Marina (la Bolsi) a quien admiro por su manera de ver la vida.

Agradecer a las familias Mardone y Riquelme por haberme abierto las puertas de sus casas, Quisiera agradecer especialmente a Raúl Mardone por enseñarme que la solidaridad, nada tiene que ver con la abundancia sino con la calidad de persona.

A mis directores, Gonzalo y Ernesto por su dedicación y compromiso total. También por haber antepuesto el éxito de este trabajo por encima de criterios o preferencias personales.

A Luis Spalletti por haberme enseñado que las ideas se defienden y se construyen, además de sus gestos de generosidad en momentos en los que eran muy necesarios.

A Juan Franzese por su ayuda como director del CIG y profesor titular de la cátedra, pero fundamentalmente porque me enseñó que en este ámbito siempre se puede priorizar lo humano.

A Rodolfo Angulo, Cristina de Souza y todo el personal del laboratorio LECOST perteneciente a la Universidad Federal do Paraná (Brasil) por haberme recibido y haber compartido sus experiencias y opiniones. Me hicieron sentir muy cómodo y ojalá algún día pueda retribuirles su hospitalidad.

Agradecer a R. W. C. Arnott por haberme brindado valiosos aportes desde su experiencia en la investigación.

A todos mis compañeros del Centro de Investigaciones Geológicas que me hicieron pasar momentos muy lindos a lo largo de estos años, en especial a Mabel y Neli quienes quizás sean lo mejor que le pasó al instituto.

A aquellos compañeros que ayudaron desde sus consejos o respuestas, en especial a Augusto, Sebastián, Leandro, Sol y Daniel que siempre estuvieron dispuestos a darme una mano con lo que estuviese a su alcance.

A mis compañeros de la cátedra de Geología Estructural por todas las clases y viajes de campaña compartidos. Agradecer a los que hoy forman parte de la cátedra y a los que ya no están.

Agradecer a ese señor desconocido que un día paseaba en una ruta vacía y se detuvo a ayudar a gente que había tenido un accidente. Seguramente nunca nos volvamos a ver, de hecho ni siquiera recuerdo su cara pero le estaré siempre agradecido. Aprovecho para pedir disculpas a todos aquellos que arriesgaron su integridad física, mental o sus bienes materiales para la realización de esta tesis.

A todas las personas que estuvieron y hoy, por distintos motivos, ya no están.

Agradecer a todas las instituciones que financiaron este proyecto de tesis doctoral, más precisamente al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), a la Universidad Nacional de La Plata (UNLP) y a YPF S.A.

Por último quiero agradecer a todas las personas que creen que la ciencia y la educación son la clave para el progreso de una sociedad. A todos aquellos que defienden el trabajo científico, el cual constituye un constante vaivén entre pasión y sacrificio.

ANEXO A

Perfiles sedimentarios

ANEXO B

Tablas de medición de Rayos gamma

ANEXO C

Panel arquitectural de EA2

ANEXO D

Panel arquitectural de EA3